

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, И. С. Евтеева, Е. Г. Лупикина

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ И ОЛЕДЕНЕНИЯ
КАМЧАТКИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1968

Монография является итогом многолетнего изучения геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и плейстоценовых оледенений Камчатки. В первой части рассматривается стратиграфия рыхлых отложений Центральной Камчатской депрессии, содержащей наиболее полный на Камчатке разрез четвертичных осадков. Для каждого из выделенных горизонтов приводятся характерные спорово-пыльцевые спектры и руководящие комплексы диатомовых, рассматривается вопрос о климатических колебаниях за четвертичный период. На основании геоморфологического картирования с широким применением аэрофотоснимков по-новому освещаются геоморфологическое строение и неотектоника депрессии. Во второй части рассматриваются вопросы четвертичного оледенения Камчатки — количество оледенений, их характер, соотношение морских и ледниковых форм рельефа, сопоставление оледенений Камчатки и сопредельных территорий. Монография содержит многочисленные схемы, разрезы, таблицы результатов диатомового анализа, спорово-пыльцевые диаграммы. Таблиц 15. Библ. 171 назв. Иллюстраций 50.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
кандидат географических наук *В. И. О Л Ю Н И Н*

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

4. Предисловие
6. Геоморфология и стратиграфия рыхлых четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии
6. Геоморфологическое строение Центральной Камчатской депрессии
15. Современные спорово-пыльцевые спектры и флора диатомовых водорослей
19. Стратиграфия рыхлых отложений, слагающих высокие террасовидные поверхности
21. Толща «синих глин» ($Q^1_1 - Q^2_1$)
42. Толща «косослоистых песков» ($Q^2_1 - Q_{12}$)
56. «Мореноподобная» толща валунных супесей (Q^2_2)
58. Аллювиальные межледниковые отложения погребенных террас р. Камчатки (Q^1_3)
68. Покровные отложения ($Q^2_3 - Q^3_3$)
76. Сводный разрез отложений Генеральского поднятия
77. Формы рельефа и отложения позднеплейстоценового оледенения и послеледниковые аллювиальные равнины
77. Флювиогляциальные и ледниковые образования II фазы позднеплейстоценового оледенения (Q^4_3)
85. Флювиогляциальные и ледниковые образования I фазы позднеплейстоценового оледенения (Q^2_3)
97. Послеледниковые равнины наземных дельт (Q_4). Некоторые общие вопросы образования наземных дельт и слагающих их отложений
102. Строение долины р. Камчатки
126. Сводный разрез четвертичных отложений депрессии
130. Некоторые вопросы неотектоники
134. Климатические колебания
142. Основные моменты истории развития рельефа
147. Четвертичные оледенения Камчатки
147. История вопроса
158. Раннеплейстоценовое и среднеплейстоценовое оледенения
158. Раннеплейстоценовое оледенение
160. Среднеплейстоценовое оледенение
172. Позднеплейстоценовое оледенение
172. Западная и центральная Камчатка
199. Восточная и южная Камчатка
204. Соотношение морских и ледниковых форм рельефа
211. Основные выводы и сопоставления
220. Распространение ледников и типы оледенения
225. Современное и голоценовое оледенения
233. Заключение
235. Литература

ПРЕДИСЛОВИЕ

В четвертичной истории геологического развития Камчатки и формировании ее рельефа решающими были новейшие тектонические движения и вулканизм в сочетании с деятельностью рек и древним оледенением. Новейшие движения, особенно интенсивно проявившиеся во второй половине плейстоцена, и четвертичный вулканизм определили основные черты современного рельефа полуострова и его молодой возраст. Из экзогенных процессов важнейшую роль сыграло древнее оледенение, получившее на Камчатке исключительно широкое развитие вследствие обилия выпадающих здесь осадков. Ледники оказали огромное влияние на формирование современного облика как высокогорных и среднегорных хребтов, служивших центрами оледенения, так и относительно опущенных территорий, явившихся ареной аккумуляции ледниковых и водноледниковых отложений.

Наступание и отступление ледников — важнейшее событие, определившее многие главные особенности плейстоценового осадконакопления Камчатки. Поэтому изучение четвертичных оледенений служит своего рода ключом для решения многих вопросов четвертичной геологии, геоморфологии и палеогеографии полуострова: разработки стратиграфической шкалы четвертичных отложений, восстановления истории развития рельефа и ландшафтов и др.

Следы ледниковой деятельности на Камчатке в настоящее время — практически единственный критерий для установления возраста вулканических сооружений, что определяет особый интерес к разработке проблемы четвертичных оледенений.

Актуальность изучения четвертичных оледенений Камчатки объясняется еще и тем, что до самого последнего времени этот вопрос не получил более или менее определенного решения. Данные о следах ледниковой деятельности собирались в основном попутно при геологических исследованиях, оказывались трудно сопоставимыми и приводили к весьма разноречивым выводам. Стратиграфия четвертичных отложений только разрабатывается, а история развития природных условий изучена очень слабо. Поставленные в Институте вулканологии СО АН СССР тематические исследования имели целью, с одной стороны, получить новые данные о четвертичных оледенениях и, с другой, — осветить проблему в целом с учетом материалов других исследователей. В период с 1960 по 1963 г. эти исследования проводились совместно с Институтом географии АН СССР. Они выполнены И. В. Мелекесцевым, О. А. Брайцевой, Т. С. Краевой, И. С. Евтеевой и Е. Г. Лупкиной под научным руководством В. Н. Олюнина (Институт географии АН СССР), принимавшего участие в полевых работах этого периода.

Для решения поставленных вопросов были выбраны в основном районы с минимальным проявлением молодого вулканизма, так как вулканические проявления, синхронные оледенениям и последующие,

сильно затушевывают следы ледниковой деятельности и затрудняют выяснение вопроса о количестве, размерах и характере оледенений. Таковыми оказались межгорные котловины с наиболее полными разрезами четвертичных отложений. В Центральной Камчатской депрессии был составлен эталонный разрез четвертичных отложений, причем полученные материалы послужили основой для выделения четвертичных оледенений Камчатки. Были изучены также геоморфологическое строение депрессии, генезис отложений, неотектоника. В. Н. Олюнин, И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева и Т. С. Краевая составили с использованием аэрофотоснимков геоморфологическую карту Центральной Камчатской депрессии. Результаты этих исследований изложены в первой части монографии.

Одновременно с изучением геоморфологического строения и стратиграфии четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии были исследованы ледниковые и водноледниковые формы рельефа и отложения в других районах Камчатки: бассейнах рек Авачи и Плотнокова (1960—1961), в Апачинской впадине (нижнее течение рек Банной и Карымчина) и южной части Западнокамчатской низменности в районе Усть-Большерецка и бассейна р. Озерной (1963). С целью выяснения взаимоотношения морских и ледниковых форм рельефа в 1962 и 1964 гг. проводились работы на восточном побережье Камчатки (побережье Камчатского залива и бухты Ольги). Были изучены аэрофотоснимки всей территории Камчатки. Это дало возможность составить представление об оледенении всего полуострова в целом.

Изучение четвертичных отложений Камчатки связано со значительными трудностями, так как находки фауны и макрофлоры в них весьма редки. В частности, почти лишены фауны высокие морские террасы. Поэтому для датировки отложений широко использовались спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. Применение спорово-пыльцевого анализа послужило основным методом для решения вопроса о климатических колебаниях. Диатомовый анализ использовался для уточнения генезиса некоторых типов осадков. Спорово-пыльцевые анализы выполнялись И. С. Евтеевой и частично О. А. Брайцевой, диатомовые — Е. Г. Лупикиной. Минералогический анализ был проведен А. Р. Гептнером, который любезно предоставил нам его результаты.

Разделы по геоморфологии, стратиграфии четвертичных отложений, четвертичным оледенениям написаны О. А. Брайцевой и И. В. Мелекесцевым. Диатомовая флора изучена и описана Е. Г. Лупикиной. Анализ спорово-пыльцевых спектров, восстановление характера растительности и климатических колебаний проведены И. С. Евтеевой и О. А. Брайцевой.

Изложенные в монографии представления о четвертичных оледенениях полуострова касаются, как уже было указано выше, в основном невулканических районов полуострова. Особенности оледенения вулканических районов и использование ледниковых образований для определения возраста вулканических сооружений представляют самостоятельную проблему и в настоящую работу не включены.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ РЫХЛЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Общая характеристика. Центральная Камчатская депрессия — один из основных элементов мегарельефа полуострова. Она представляет собой структуру типа грабен-синклинали, расположенную между горст антиклинориями Срединного хребта на западе и хребтами Ганальским, Валагинским, Тумрок и Кумроч на востоке. Обычно под Центральной Камчатской депрессией понимается та часть впадины, по которой протекает р. Камчатка. Однако участки депрессии, дренируемые Быстрой на юге и Еловкой на севере, представляют собой в сущности соответственно южное и северное продолжение той же морфоструктуры, поэтому мы считаем более правильным понимать под термином Центральная Камчатская депрессия грабен на всем его протяжении. Южный участок депрессии, дренируемый Быстрой, мы будем называть Быстринской депрессией, а северный, дренируемый Камчаткой — Камчатской депрессией.

Быстринская депрессия представляет собой прекрасно выраженное в рельефе понижение между хребтом Ганальские Востряки и южным окончанием Срединного хребта, от которых она отделяется четко выраженными сбросовыми уступами. При общем юго-юго-западном-северо северо-восточным простирании Быстринской депрессии тектонические нарушения, ограничивающие ее, состоят из отдельных отрезков широтного и меридионального простирания. В связи с этим восточный и западный борта депрессии в плане имеют вид ломаных линий, состоящих из перпендикулярных один к другому меридиональных и широтных отрезков. Общее же северо-северо-восточное направление депрессии связано с кулисообразным сочленением составляющих ее участков, причем каждый более северный участок смещен по отношению к южному несколько к востоку. Быстринская депрессия в общем сохраняет на всем протяжении одну и ту же ширину — порядка 6—10 км. От более северной части Центральной Камчатской депрессии она отделяется невысоким вулканическим горным массивом горы Оленьей, расположенным в верхнем течении Камчатки.

Собственно Камчатская депрессия в плане имеет вид огромного, расширяющегося в северо-восточном направлении клина, открывающегося на севере к Укинской губе Берингова моря. Сбросовый характер ограничивающего депрессию уступа особенно хорошо прослеживается у подножия Валагинского хребта, передовой фас которого и в настоящее время испытывает интенсивное поднятие. Ширина

депрессии увеличивается по мере движения с юго-запада на северо-восток от 12 км около Пушико до 100 км у Козыревска.

Строение Камчатской депрессии осложняется наличием в ее пределах разновозрастных вулканических сооружений. Наиболее крупные из них — гора Николка, Ключевская группа вулканов и вулкан Шивелуч — приурочены к расширенной северной части депрессии.

Мы рассмотрим строение рельефа и рыхлых отложений Быстринской и южной части Камчатской депрессий до пос. Ключи. Более северные районы депрессии нами изучены не были.

История исследования. Наиболее полное описание рельефа и рыхлых отложений Камчатской депрессии содержится в работе С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940), не утратившей своего значения до настоящего времени. История формирования рельефа депрессии, по их мнению, теснейшим образом связана с историей существовавших здесь двух крупных озерных водоемов — доледникового и межледникового.

Средняя часть депрессии выполнена мощной (до 120 м) толщей озерных отложений, в стратиграфическом разрезе которой авторы выделили четыре горизонта. I горизонт (верхний) представлен тонко- и мелкозернистыми песками и пылеватыми супесями большой мощности с маломощными слоями галечников и песков в низах горизонта. II горизонт состоит из различного цвета слоистых галечников и валунных конгломератов. Более древний III горизонт сложен мелкозернистыми песками с галькой. Нижний IV горизонт представлен плотными синеватыми глинами и зеленоватыми тонкозернистыми песками и супесями с четкой горизонтальной слоистостью. Отложения III и IV горизонтов являются осадками доледникового озерного водоема умеренного типа. Обмеление и спуск этого озера авторы связывали с мощным поднятием всего района перед началом первого оледенения.

Отложения I и II горизонтов связаны с существованием межледникового озера. В результате последовавшего поднятия озеро было спущено и образовалась долина Камчатки с высокими эрозионными террасами. К сожалению, авторы не приводят данных о стратиграфическом взаимоотношении озерных отложений с ледниковыми комплексами, что делает их представления о доледниковом и межледниковом возрасте двух комплексов озерных отложений достаточно условными. Кроме того, они не приводят достаточно убедительных доказательств озерного происхождения этих осадков.

С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский отмечают выраженные в рельефе следы двух фаз древнего оледенения. Вопрос о том, относятся ли эти следы к двум самостоятельным оледенениям или к фазам одного оледенения, они оставляют открытым, так как не найдены межледниковые отложения с теплолюбивой флорой или фауной.

Первую фазу оледенения, авторы связывают со временем эпейрогенического поднятия Камчатки в начале четвертичного периода. К следам этого оледенения относятся располагающиеся в депрессии моренные

отложения в долинах рек Пахчи и Студеной (западное подножие Ключевской группы вулканов), морена в долине р. Белой (восточный - склон Срединного хребта), ледниковые валуны в разрезе Капитанского Яра (ниже Козыревска), ледниковые отложения южной части депрессии (южнее Верхнекамчатска). В целом оледенение имело горно-долинный характер, лишь местами образовывались ледники норвежского типа или ледники типа Маляспина.

Вторую фазу оледенения С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский связывали с общим поднятием территории во второй половине четвертичного периода. К следам этой фазы они относят кары, троговые долины и морены в горах. Оледенение было горно-долинным, ледники не спускались в депрессию. Таким образом, при разделении ледниковых образований по возрасту за основу взято их гипсометрическое положение.

Авторы совершенно правильно отмечают, что Камчатская депрессия выполнена отложениями различного генезиса (ледниковыми, флювиогляциальными, озерными, (речными и др.) но главное внимание они уделяли долине Камчатки с террасами. Они выделили низкие террасы (2—13 м) — аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные и высокие (15—100 м) — эрозионные, выработанные в толще озерных осадков.

Рыхлые четвертичные отложения и геоморфологическое строение депрессии изучались позднее многими исследователями — В. А. Ярмолюком и А. Н. Юдиным, Б. В. Стыриковичем, Н. К. Захаровой, Н. Е. Калининской, А. Г. Тимофеевым и др. Однако это изучение было менее детальным, чем у С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского, и проводилось попутно при геологическом и гидрогеологическом картировании. Все эти исследователи опирались на данные С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского и принципиально нового в понимание геоморфологии и стратиграфии рыхлых отложений депрессий не внесли.

В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1961) сообщают о следах межледниковой ингрессии моря в Камчатскую депрессию, установленную Б. В. Стыриковичем по находкам макрофауны *Asp. sp.*, *Balanus sp.* у подножия Толбачикского вулкана на отметках 100—110 м. Однако А. Г. Тимофеев, описывающий в отчете факт находки фауны в районе бывшего нос. Боровое в шурфе глубиной 1,0 м в валунно-галечных пролювиальных отложениях, указывает, что раковины переотложены и окатаны. Этот шурф был повторно осмотрен В. Н. Олюниным и Т. С. Краевой в 1962 г. По заключению В. Н. Олюнина, он расположен на голоценовой флювиогляциальной равнине у подножия Ключевской группы вулканов, что полностью исключает нахождение здесь фауны в первичном залегании.

Одновременно с нами в Центральной Камчатской депрессии проводила исследования Н. П. Куприна (Геологический институт АН СССР). Н. П. Куприной были опубликованы материалы о стратиграфии отложений Центральной Камчатской депрессии (Куприна, 1966), а совместно с Л. А. Скиба — о флоре толщи «синих глин» (Куприна, Скиба, 1963) и о флоре

последнего позднеплейстоценового) межледниковья (Куприна, Скиба, 1964). Более детально на этих материалах мы остановимся при рассмотрении стратиграфии отложений. В целом наши данные хорошо согласуются с представлениями Н. П. Куприной, расхождения намечаются главным образом при рассмотрении геоморфологического строения депрессии и трактовке генезиса некоторых осадков.

В пределах средней части Камчатской депрессии в 1962—1963 гг. Л. И. Лапшин и другие проводили геологические работы, сопровождавшиеся бурением скважин в районе пос. Мильково. При этом были получены новые ценные данные о мощности и залегании рыхлых четвертичных осадков методом ВЭЗ.

Таковы основные материалы о геоморфологическом строении и стратиграфии Центральной Камчатской депрессии, полученные к настоящему времени.

Геоморфологическое строение и районирование. Полевые и камеральные исследования геоморфологического отряда Института вулканологии и составление геоморфологической карты с широким использованием аэрофотоснимков, проведенное В. Н. Олюниным, И. В. Мелекесцевым, О. А. Брайцевой и Т. С. Краевой под редакцией В. Н. Олюнина, позволили по-новому осветить геоморфологическое строение депрессии. В противовес С. Л. Кушеву и Ю. А. Ливеровскому, удалось установить что наибольшую площадь в Камчатской и Быстринской депрессиях занимают формы рельефа, не имеющие прямого отношения собственно к долине Камчатки. Это наземные (континентальные, сухие) дельты, сформированные в основном притоками главной реки и сложенные отложениями разного генезиса и возраста — аллювиальными, флювиогляциальными, пролювиальными, делювиально-пролювиальными и др. На прилагаемых рис. 1 и 2 эти различные типы равнин показаны индексами, разработанными В. Н. Олюниным (1963а).

Значительные площади в депрессии занимают наиболее молодые послеледниковые равнины, образующиеся в настоящее время почти всеми притоками р. Камчатки. Это почти плоские, слабонаклонные к центру депрессии дельтовидные в плане формы рельефа, вершинные части которых либо непосредственно прилегают к подножиям хребтов, либо несколько смещены к осевой части депрессии. Они характеризуются слабоврезанной сетью водотоков, которые перемещаются по мере отложения наносов, вследствие чего отложения накапливаются по всей поверхности дельты. Водотоки не иссякают в пределах депрессии, а доносят свои воды до главной реки — Камчатки. В сущности рассматриваемые образования аналогичны обычным дельтам с той лишь разницей, что они возникают не при впадении рек в море, а при выходе их из гор в пределы тектонических депрессий. По характеру рельефа, а частично и способу образования они очень сходны с наземными дельтами, неоднократно описанными для межгорных депрессий Средней Азии и Сибири. Поэтому мы используем терминологию, предложенную для

подобных образований в семиаридных областях. Более глубокие черты сходства и различия между наземными дельтами депрессий Камчатки и семиаридных областей будут рассмотрены ниже в разделе, где более детально разбираются их строение и возраст. Сложены современные наземные дельты крупных притоков р. Камчатки обычно типичным аллювием, вследствие чего мы назвали их аллювиальными равнинами ($P_{фг}$).

Современные наземные дельты, формирующиеся в настоящий момент в пределах депрессии у подножия Ключевской группы вулканов, были названы вулканогенно-пролювиальными и флювиогляциальными равнинами. Вулканогенно-пролювиальные равнины связаны с деятельностью «сухих» рек в вулканических районах. Последние получили такое название в связи с эпизодичностью их стока. В периоды пониженной водности в нижнем и среднем течении «сухих» рек вода полностью фильтруется в наносы, что связано с высокой водопроницаемостью вулканогенных пород, слагающих подножие вулкана. В термин «вулканогенно-пролювиальные» ($P_{впр}$) мы вкладываем представление о формировании этих равнин временными иссякающими водотоками и подчеркиваем вулканогенное происхождение слагающего их материала. В тех случаях, когда «сухие» реки начинаются от современных ледников, образованные ими дельты мы назвали современными флювиогляциальными равнинами ($P_{фг}$).

Современные наземные дельты в депрессии широко распространены, особенно на тех ее участках, которые испытывают в настоящее время прогибание. Однако в целом они уступают главное место

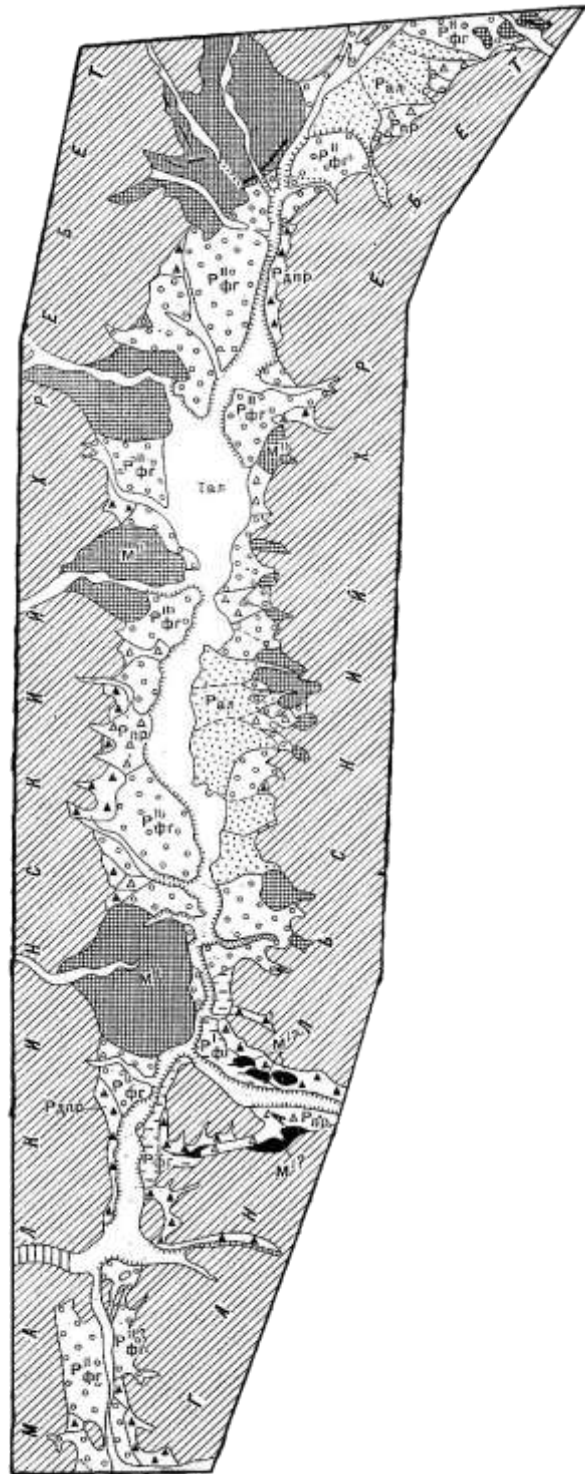


Рис. 2. Схема геоморфологического строения Быстринской депрессии

формам рельефа и отложениям, связанным с последним крупным позднеплейстоценовым оледенением Камчатки.

Ледниковые и водноледниковые формы рельефа позднеплейстоценового оледенения, а также образовавшиеся синхронно с ними делювиально-пролювиальные и пролювиальные равнины занимают основные площади в Центральной Камчатской депрессии. Среди ледниковых и водноледниковых образований выделяются два комплекса, связанные с двумя фазами наступания ледников во время позднеплейстоценового оледенения (Олюнин, 19636, 1965; Брайцева, Мелекесцев, 19666; Брайцева, Евтеева и др., 1966). Выделение этих комплексов проведено на основании их различной сохранности, взаимоотношений и положения на разных гипсометрических уровнях.

Ледниковые комплексы II фазы позднеплейстоценового оледенения отличаются прекрасной сохранностью, четкими границами и располагаются либо в горах, либо по периферии депрессии (см. рис. 1, 2, M^{II}). Ледниковые комплексы I фазы представлены сильно размытыми моренными грядами (см. рис. 1, 2, M^I), располагающимися на более низких гипсометрических отметках в пределах депрессии. С обоими комплексами связаны флювиогляциальные равнины, непосредственно вложенные одна в другую и разделенные уступом. Флювиогляциальные равнины II фазы имеют вид типичных слабовыпуклых наземных дельт, которые занимают в депрессии основные площади (см. рис. 1, 2, $P_{фг}^{II}$). На ряде участков флювиогляциальные равнины подножий Срединного, Ганальского и Валагинского хребтов почти смыкаются своими периферическими частями, отделяясь лишь узкими долинами рек Быстрой и Камчатки. В этом случае они подрезаются главными реками и образуют ступени разной высоты, которые многими авторами ошибочно принимаются за террасы рек Камчатки и Быстрой.

Флювиогляциальные равнины I фазы ($P_{фг}$) подверглись значительному размыву и лишь в немногих местах сохранили черты своего первоначального облика. Наиболее крупные массивы таких равнин развиты в осевой части среднего участка Камчатской депрессии, где они были вовлечены в поднятие и сохранились от последующего размыва. Более детально ледниковые и водноледниковые формы и слагающие их отложения будут рассмотрены в соответствующем разделе работы, посвященном образованиям позднеплейстоценового оледенения.

Между вершинами аллювиальных и флювиогляциальных равнин по периферии депрессии располагаются предгорные шлейфы, представляющие собой делювиально-пролювиальные равнины ($P_{дпр}$) и небольшие конусы выноса временных водотоков, названные нами пролювиальными равнинами ($P_{пр}$). Формирование их происходило главным образом во время позднеплейстоценового оледенения и продолжается до настоящего времени.

Собственно долина Камчатки занимает узкую полосу в осевой части депрессии. Ширина ее изменяется от 2 до 7 км. Представления С. Л.

Кушева и Ю. А. Ливер обского о наличии в долине Камчатки высоких речных и озерных террас последующими исследованиями не подтвердились (Мелекесцев, 1963; Куприна, 1966). Здесь выделяются голоценовые пойменные и низкие надпойменные в основном аккумулятивные террасы ($T_{ал}$) и позднеплейстоценовые цокольные речные террасы. Самая высокая из этих выраженных в рельефе террас достигает 20—25 м.

Остатки более древних террас р. Камчатки (сформированных до позднеплейстоценового оледенения) в рельефе не выражены. Они перекрыты покровными супесями и в настоящее время представляют собой приподнятые и расчлененные возвышенности. Эти возвышенности, имеющие вид террасовидных равнин (P_T), приурочены к осевой части среднего участка Камчатской депрессии, испытавшего новейшие поднятия. Здесь же в разрезах этих террасовидных поверхностей вскрываются наиболее древние ниже-среднеплейстоценовые отложения депрессии.

Особенности геоморфологического строения отдельных районов депрессии позволяют выделить в ее пределах участки, каждый из которых характеризуется определенным сочетанием типов рельефа и слагающих их осадков. Эти участки или районы в целом хорошо согласуются с выделенными С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливероваким, несмотря на то, что наша трактовка развитых в их пределах типов и форм рельефа отличается от трактовки упомянутых авторов. Участки эти следующие:

- 1) южная часть Центральной Камчатской депрессии, включающая всю Быстринскую депрессию и южную часть Камчатской депрессии до Верхнекамчатска, расположенного южнее Мильково;
- 2) средняя часть Камчатской депрессии, на участке от Верхнекамчатска до Среднекамчатска;
- 3) северная часть Камчатской депрессии от Среднекамчатска до северной границы исследованного района (до поворота р. Камчатки на восток).

Южная часть Центральной Камчатской депрессии представляет собой область аккумуляции ледниковых, водноледниковых, аллювиальных и пролювиальных осадков второй половины четвертичного периода (см. рис. 1, 2, 3). Наибольшим развитием здесь пользуются флювиогляциальные равнины II фазы позднеплейстоценового оледенения, начинающиеся от самых молодых конечноморенных комплексов. Лишь на отдельных участках они уступают место аллювиальным послеледниковым равнинам наземных дельт. В центре депрессии флювиогляциальные и аллювиальные равнины право и левобережий почти смыкаются своими периферическими частями. Между ними располагаются сравнительно неширокие долины рек Быстрой и Камчатки с комплексом послеледниковых аккумулятивных террас высотой до 10 м. Цокольных террас здесь нет. Как уже указывалось выше, за более высокие террасы многими исследователями принимаются подрезанные в разных местах и

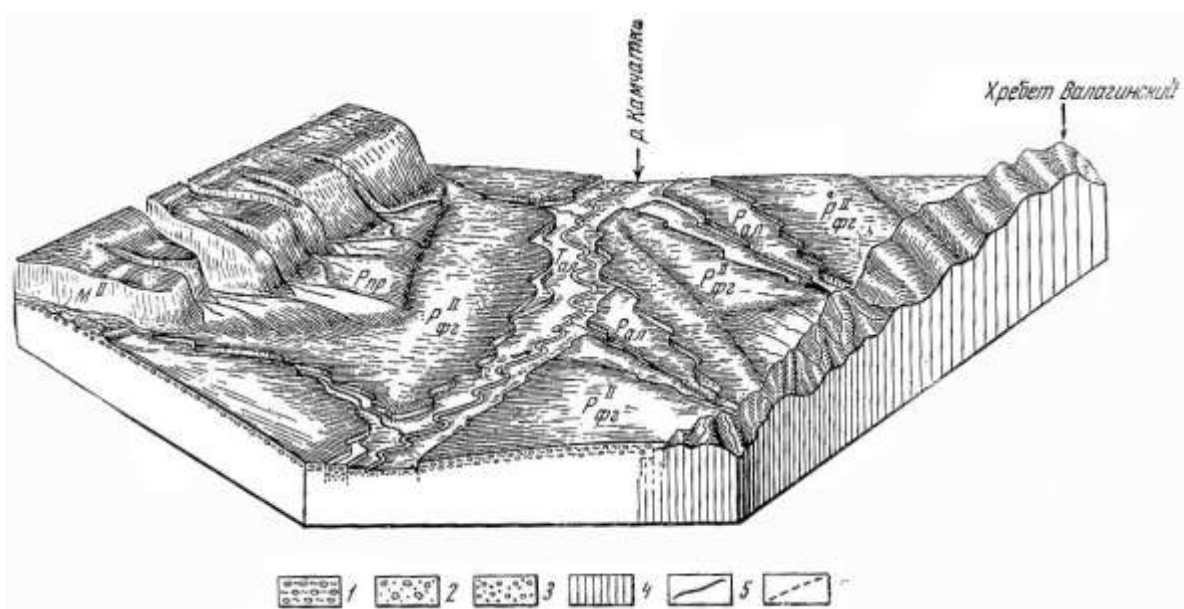


Рис. 3. Схема строения южной части Камчатской депрессии

1 — отложения флювиогляциальных равнин II фазы позднеплейстоценового оледенения ($P_{фг}^{II}$); 2 — ледниковые отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения (M^{II}); 3 — отложения послеледниковых аллювиальных равнин наземных дельт ($P_{ал}$) и речных террас ($T_{ал}$); 4 — коренные породы; 5 — границы установленные; 6 — границы предполагаемые; $P_{пр}$ — пролювиальные равнины

имеющие разную высоту обрывов наклонные поверхности флювиогляциальных равнин.

В пределах Быстринской депрессии значительные площади занимают ледниковые комплексы II фазы позднеплейстоценового оледенения, вынесенные в депрессию ледниками с расширенными концами. У подножия горных хребтов развиты делювиально-пролювиальные и пролювиальные равнины. Каких-либо достоверно установленных форм рельефа древнее последней фазы позднеплейстоценового оледенения на этом участке нет.

Средняя часть Камчатской депрессии наиболее сложно построена. Здесь флювиогляциальные равнины II фазы, современные аллювиальные, пролювиальные и делювиальные равнины расположены по периферии депрессии. На этих участках все более древние формы рельефа и слагающие их осадки оказались размытыми или погребенными молодыми отложениями.

В центральной части депрессии, испытавшей поднятие, отмечаются наиболее древние формы рельефа. Это сохранившиеся от размыва цокольные террасовидные флювиогляциальные равнины I фазы позднеплейстоценового оледенения (см. рис. 2, 4). Еще более древние уровни межледниковых террас р. Камчатки и привязанных к ним наземных дельт того же возраста имеют вид высоких и сильно расчлененных террасовидных поверхностей, перекрытых мощной толщей покровных супесей. Эти погребенные террасы, а также наиболее полный разрез самых древних (нижне-среднеплейстоценовых) отложений депрессии, слагающих их цоколь, отмечаются на участке от Мильково до

дер. Долиновка в пределах самого приподнятого участка. Последний мы выделили под названием Генеральской возвышенности или Генеральского поднятия (не путать с горой Генералкой).

Долина Камчатки в пределах всего среднего участка депрессии имеет не только комплекс низких послеледниковых аккумулятивных террас, но также хорошо выраженные в рельефе более высокие цокольные террасы позднеплейстоценового возраста (высотой до 20—25 м).

Ледниковые формы рельефа и отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения на этом участке находятся непосредственно у их подножия или в пределах горных хребтов. Ледниковые комплексы I фазы, находившиеся в пределах самой депрессии, оказались в большинстве случаев размывтыми при формировании более молодых флювиогляциальных равнин II фазы. Лишь местами они сохранились в виде отдельных массивов моренных гряд (междуречье Козыревки и Большой Кимитины). Более древние ледниковые отложения имеются только в разрезах.

Строение северной исследованной части депрессии (севернее Средне-камчатска) осложнено присутствием высочайших вулканических сооружений Ключевской группы вулканов. Здесь широким распространением пользуются типы и формы рельефа вулканического комплекса — конусы стратовулканов, лавовые и шлаковые конусы, вулканические равнины молодых лавовых потоков, вулканические плато и др. Широко развиты моренные комплексы и связанные с ними флювиогляциальные равнины II фазы позднеплейстоценового оледенения, а также послеледниковые вулканогенно-пролювиальные равнины «сухих» рек и флювиогляциальные равнины, начинающиеся от современных ледников. Долина Камчатки имеет на этом участке только низкие аккумулятивные террасы (высотой до 7—8 м), все более высокие обрывы возникают вследствие подрезания рекой наклонных поверхностей

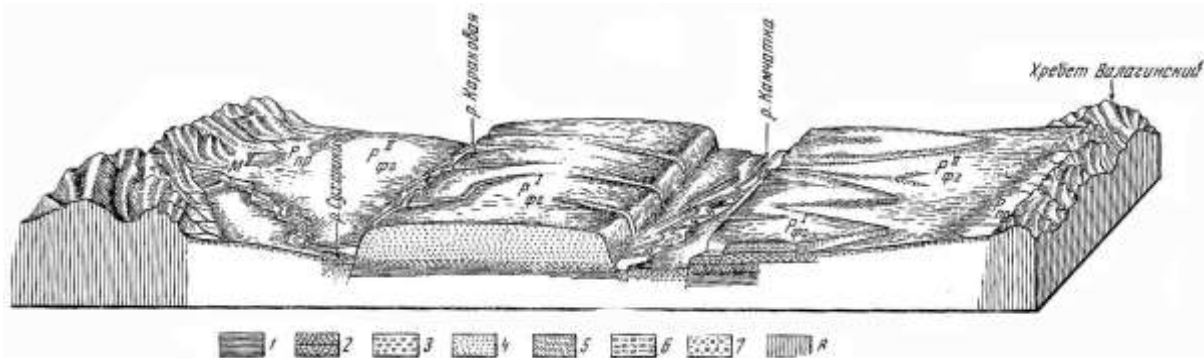


Рис.4. Схема строения средней части Камчатской депрессии

1 — озерные «синие глины»; 2 — аллювиальные «косослоистые пески»; 3 — флювиогляциальные галечники I фазы позднеплейстоценового оледенения; 4 — флювиогляциальные пески I фазы позднеплейстоценового оледенения; 5 — флювиогляциальные супеси I фазы позднеплейстоценового оледенения; 6 — флювиогляциальные отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения; 7 — отложения послеледниковых аллювиальных террас р. Камчатки; 8 — коренные породы; $P_{фг}^I$ — флювиогляциальные равнины I фазы позднеплейстоценового оледенения; $P_{фг}^{II}$ — флювиогляциальные равнины II фазы позднеплейстоценового оледенения; M^{II} — морены II фазы; $P_{пр}$ — пролювиальные равнины

наземных дельт. Необходимо отметить, что на этом участке депрессии, как и на первом, самом южном, аккумулятивных равнин более древних, чем синхронные II фазе позднеплейстоценового оледенения, нет. Нигде не вскрываются и нижнесреднеплейстоценовые отложения депрессии.

В настоящем разделе мы изложили только общие представления о геоморфологическом строении депрессии. Детальное рассмотрение форм рельефа, возраста и генезиса слагающих их отложений будет проведено ниже в соответствующих разделах работы. При дальнейшем рассмотрении геоморфологии и стратиграфии рыхлых отложений мы остановимся сначала на наиболее высоких террасовидных поверхностях, где вскрываются самые древние отложения депрессии. Затем будут описаны более молодые верхнеплейстоценовые и голоценовые формы рельефа и отложения, не имеющие прямого отношения к долинам рек Камчатки и Быстрой, но занимающие наибольшие площади в депрессии. В конце раздела мы подробно рассмотрим строение самих долин Камчатки и Быстрой.

СОВРЕМЕННЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ И ФЛОРА ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ

Прежде чем перейти к непосредственному рассмотрению стратиграфии рыхлых отложений, мы кратко остановимся на характеристике растительного покрова депрессии, современных спорово-пыльцевых спектрах и современной диатомовой флоре, так как в дальнейшем выводы о характере растительности и климатических условиях времени накопления отдельных горизонтов получены методом сравнения с настоящим временем.

В современном растительном покрове бассейна Камчатки 34% всей лесопокрытой площади занимают леса из каменной березы (*Betula Ermanii* Cham.) с подлеском из рябины, жимолости, шиповника, с наземным покровом из разнотравья, а на более сырых участках — шеломайника, хвощей, папоротников. Каменноберезняки приурочены к возвышенностям и нижним частям склонов горных хребтов. Они занимают определенный вертикальный пояс от 250—400 до 700—800 м. В Камчатской депрессии березняки спускаются на равнину лишь на крайнем юге (пос. Пушино) и севере (пос. Козыревский Совхоз — Ключи). В средней части депрессии равнинные участки заняты хвойными лесами из лиственницы (*Larix kurilensis* Maug.) и ели (*Picea yezoensis* S. et z.). Наиболее распространены лиственничники кустарниково-разнотравные, багульниковые, с кедровым стлаником, голубичные, а среди еловых лесов, развитых небольшими участками, — ельники с наземным покровом из зеленых мхов и плаунов. Широко распространены также елово-лиственничные леса. В Быстринекой депрессии и южной части Камчатской депрессии (южнее пос. Мильково) на равнинных участках развиты леса из белой березы (преснеца).

Пойменные леса в депрессии состоят обычно из сахалинской ивы и пушистой ольхи с небольшой примесью чозении и тополя душистого, с густыми зарослями шеломайника, крапивы, вейника. Небольшими участками встречаются долинные злаково-разнотравные луга. Лесные массивы нередко прерываются осоковыми или осоково-моховыми болотами с кустарниковым ярусом из карликовой березки, с багульником, восковницей, голубикой, клюквой, шикшей.

В пределах окружающих депрессию горных сооружений леса из каменной березы на высоте более 800 м сменяются зарослями ольхового или кедрового стланика, которые еще выше переходят в злаково-разнотравные альпийские луга и нагорные тундры с покровом из зеленых мхов, багульника, рододендрона, шикши, голубицы, осок, злаков, карликовой ивы и кустарниковой березки.

Спорово-пыльцевые спектры из отложений низкой поймы и современные русловые и пойменные пробы р. Камчатки и ее притоков (рис. 5) в целом адекватны растительному покрову и отражают все растительные ассоциации как самой депрессии, так и окружающих ее горных сооружений. Процентные соотношения между группами растений подчеркивают общий лесной характер растительности района и указывают на широкое распространение в его пределах лесов из каменной березы и прибрежных ольховников, а на склонах гор зарослей стланика. В меньшей степени в спектрах отражены хвойные еловые и лиственничные леса (количество пыльцы ели и лиственницы не превышает 4-5%, а иногда ее нет вообще). Небольшое содержание пыльцы лиственницы, не соответствующее ее роли в растительном покрове, связано с плохой захороняемостью ее пыльцевых зерен. Поэтому даже единичные находки пыльцы лиственницы в ископаемых спектрах могут свидетельствовать о широком развитии лиственничных лесов.

Присутствие в группе травянистых и спор в значительном количестве пыльцы Gramineae, разнотравья, Ericales и спор Polypodiaceae отражает их значительную роль в наземном покрове каменноберезняков и лиственничников, а спор Bryales и Lycopodiaceae (*Lycopodium annotinum*, *L. clavatum*, *L. complanatum*) в наземном покрове еловых и елово-лиственничных лесов. Присутствие пыльцы Cyperaceae, Ericales, спор Sphagnales, Bryales, *Selaginella sibirica*, *Lycopodium pungens*, *L. sitchense*, *L. appressum*, *L. obscurum*, *L. alpinum* и пыльцы *Betula* sect. *Nanae* связано с наличием в растительном покрове депрессии моховых болот, а в пределах окружающих ее горных массивов - нагорных тундр.

Обращает внимание некоторая локальность спектров из дернины (см. рис. 5), взятой в березовом (обр. 817), лиственничном (обр. 913) или еловом (обр. 438а) лесу. В них, естественно, господствует пыльца основной, породы, образующей данную ассоциацию.

Большой интерес представляют современные поверхностные пробы (обр. 590, 591, 592; см. рис. 5), взятые у подножия вулкана Толбачик. Этот район располагается на высоте 800-900 м выше границы лесной

растительности, которая сменилась здесь лугами и нагорными тундрами. Однако спорово-пыльцевые спектры как из дернины, так и из русла р. Студеной отражают не растительность этого района, а общий ее характер для всей депрессии (преобладание пыльцы древесно-кустарниковых, а среди них *Betula Ermanii*, присутствие пыльцы *Larix*, *Picea*, спор *Polypodiaceae*). Так, даже при наличии-вертикальной поясности опоровопыльцевые спектры отдельных поясов отражают в общих чертах характер растительности значительно более обширных территорий.

Для изучения современной диатомовой флоры были исследованы 20 проб планктона, 15 проб обрастаний и илов р. Камчатки.

Анализ планктонных проб, собранных в трех участках течения Камчатки, в верхнем (пос. Кирганик), среднем (пос. Козыревск) и нижнем (пос. Ключи), показал качественное разнообразие диатомовой флоры (145 форм) при относительной количественной бедности. Богатый видовой состав планктона обусловлен присутствием значительного числа типично дойных форм (от 60 до 130 форм). Наиболее характерными представителями планктона р. Камчатки в летне-осенний период являются: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs- *M. italica* (Ehr.) Kiitz., *Meridion circulare* Ag. var. *circulare* et' var. *constricta* (Ralfs) V. H., *Diatoma hiemale* (Lyngb) Heib. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz. с разновидностями, *Didymosphenia geminata* (Lyngb) M. Schmidt. В виде единичных экземпляров в среднем течении р. Камчатки в 10 пробах планктона постоянно отмечались *Cyclotella kuetzingiana* Thw., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *astraea* et var. *minutulus* (Kiitz.) Grun.

В результате анализа современных русловых отложений р. Камчатки обнаружены бедные в видовом и количественном отношении комплексы диатомовых. Из 148 видов, определенных в современных пробах планктона, обрастания и наилок, в русловой фации встречено около 30. Все они отмечались с оценками «единично» или «редко». Среди них преобладают донные литоральные формы грунтов и обрастаний: *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Meridion circulare* Ag. var. *circulare* et var. *constricta* (Ralfs) V. H., *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun., *F. leptostauron* (Ehr.) Hust., *F. pinnata* Ehr., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz., *Syndra ulna* (Nitzsch) Ehr., *Cocconeis placentula* Ehr., *Navicula dicephala* (Ehr.) W. Sm., *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. borealis* Ehr., *P. microstauron* (Ehr.) Cl., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Amphora ovalis* Kiitz. и некоторые другие. Планктонные виды отмечались спорадически в виде единичных экземпляров в отдельных русловых пробах. Видимо, прежде всего быстрое течение р. Камчатки и малая прозрачность воды не благоприятствуют развитию обрастаний макрофитов и связанных с ними синузид диатомовых. Песчаный грунт, выступающий почти на всем протяжении русла реки, является малоприспособленной средой для развития и захоронения водорослей.

Качественным разнообразием и высоким количественным развитием диатомовых отличаются пробы наилок и обрастаний из стариц,

относительно спокойных проток и эфемерных озерков приречной зоны. В отдельных пробах насчитывается от 60 до 140 форм (до 1000 экз. на препарат). Своеобразие комплексов старинных проб заключается в экологическом разнообразии форм. Доминирующее положение занимают донные озерно-болотные виды, субдоминирующее - реофильные. Преобладают бентические, из них наиболее разнообразно представлены рода *Fragilaria* (8 форм), *Eunotia* (12 форм), *Navicula* (12 форм), *Pinnularia* (19 форм), *Cymbella* (10 форм) и *Gomphonema* (14 форм).

В состав доминирующих и характерных донных форм современных старичных комплексов входят: *Melosira varians* Ag., *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun., *F. pinnata* Ehr., *F. virescens* Ralfs, *Eunotia praerupta* Ehr., *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cl., *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T., *Navicula cryptocephala* var. *veneta* (Kiitz.) Grun., *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. borealis* Ehr., *P. aff. isostauron* Grun., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Amphora ovalis* var. *libyca* Ehr. et var. *pediculus* Kiitz., *Cymbella stuxbergii* var. *intermedia* Meist., *C. turgida* (Greg.) Cl., *C. ventricosa*. Kiitz., *Rhopalodia gibba* var. *ventricosa* (Ehr.) Grun., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Cymatopleura solea* (Breb.) W. Sm. Представители реофильной группы и планктонные виды в старичных пробах грунта достигают более высоких оценок, чем в пробах планктона р. Камчатки: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz. (до «очень часто»), *M. italica* (Ehr.) Kiitz. var. *italica* et var. *valida* (Grun.) Hust. (до «очень часто»), *Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa* Fricke (до «нередко»), *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kiitz.) Grun. (до «нередко»), *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. (до «очень часто»), *Meridion circulare* Ag. (до «часто»), *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz., *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Schmidt (до «нередко»).

Близкими по составу к комплексам старичных грунтов являются комплексы диатомовых из поверхностных пойменных отложений (наилки из луж и эфемерных озерков). Отличие последних состоит в более низких оценках обилия форм и присутствии типичной эдафической группы: *Navicula mutica* Kiitz., *N. contenta* Grun. f. *contenta* et f. *biceps* Arn., *Pinnularia borealis* Ehr., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. var. *amphioxys* et var. *major* Grun.

Экологический анализ современной аллювиальной диатомовой флоры показал, что подавляющее большинство форм — олигогалобы и принадлежат к категории индифферентов (80%), на долю галофилов приходится около 15%, а галофобы не превышают 5%. В группу индифферентов входит большая часть массовых и наиболее типичных видов. По географическому распространению большинство представителей современной аллювиальной диатомовой флоры космополиты (69%), северо-бореальные составляют около 17%, арктобореальные — 6%, северо-альпийские — 8%.

СТРАТИГРАФИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СЛАГАЮЩИХ ВЫСОКИЕ ТЕРРАСОВИДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Наиболее древние отложения депрессии вскрываются в средней ее части. Здесь располагается вытянутая с юго-запада на северо-восток грядообразная возвышенность, которую мы будем в дальнейшем именовать Генеральским поднятием. Южная и северная его границы проходят соответственно на широте пос. Мильково и с. Долиновка. Возвышенность приурочена к осевой части депрессии и делится долиной р. Камчатки на два участка. Левобережный ее участок в виде узкой полосы прослеживается от нижнего течения Мильковки до устья Малой Кимитины. Правобережный участок располагается вдоль подножия горы Генералки, сложенной зффузивами. Здесь, на вершине горы, Л. И. Лапшиным в 1962 г. в шурфах были обнаружены неокатанные обломки роговообманковых андезитов.

Рассматриваемая возвышенность представляет собой в сущности высокую террасовидную равнину, густо расчлененную, особенно на правобережье, сетью узких и глубоких оврагов и промоин. Интенсивному расчленению способствует, с одной стороны, литология слагающих пород (супеси и пески), с другой, — значительные абсолютные и относительные высоты. Абсолютные высоты правобережных участков террасовидной равнины 260—270 м на юге и 200—210 м на севере, относительные высоты соответственно 130—140 и 100—110 м. На левобережье высоты террасовидной равнины несколько меньше (210—230 м над ур. м. и 30—100 м над урезом р. Камчатки).

Отложения этих наиболее высоких террасовидных равнин Генеральского поднятия вскрываются в многочисленных обрывах (ярах) на правобережье Камчатки. Схема расположения основных яров дается на рис. 6.



Рис. 6. Схема расположения основных яров в центральной части Камчатской депрессии

I — яр Генералка; *II* — яр Половинка; *III* — яр Крутой; *IV* — яр Девичий; *V* — яр Маленький; *VI* — яр Средний; *VII* — яр Большой; *УШ* — яр Недоступный; *IX* — яр Катун; *X* — яр Диатомитовый; *XI* — яр Длинный; *XII* — яр Каледеч; *XIII* — яр Романовский

В разрезе Генеральского поднятия вскрываются пять горизонтов отложений (рис. 7). В основании разреза залегают озерные «синие глины», включающие ряд фаций — от прибрежных (пески и гравийники) до глубоководных (диатомиты). Мощность «синих глин» в пределах одного разреза не превышает 5—6 м, однако, основываясь на горизонтальном залегании отложений и сопоставляя абсолютные отметки разрезов, крайних по течению, можно полагать, что р. Камчатка прорезала толщу «глин» общей мощностью около 80 м. На «синих глинах» с четко выраженным размывом залегает толща аллювиальных «косослоистых песков» мощностью до 40 м, которые перекрыты ледниковыми и водноледниковыми отложениями предпоследнего оледенения («мореноподобная» толща) мощностью до 30 м. Поверх ледниковых отложений лежат пачки аллювиальных осадков, представляющие собой отложения высоких цокольных террас р. Камчатки. Сложность заключается в том, что эти террасы в рельефе не выражены, так как они погребены мощной (25—30 м) толщей покровных супесей. Последние слагают самую верхнюю часть разреза и имеют первичное золово-пирокластическое происхождение. Ниже мы остановимся на каждом из выделенных горизонтов.

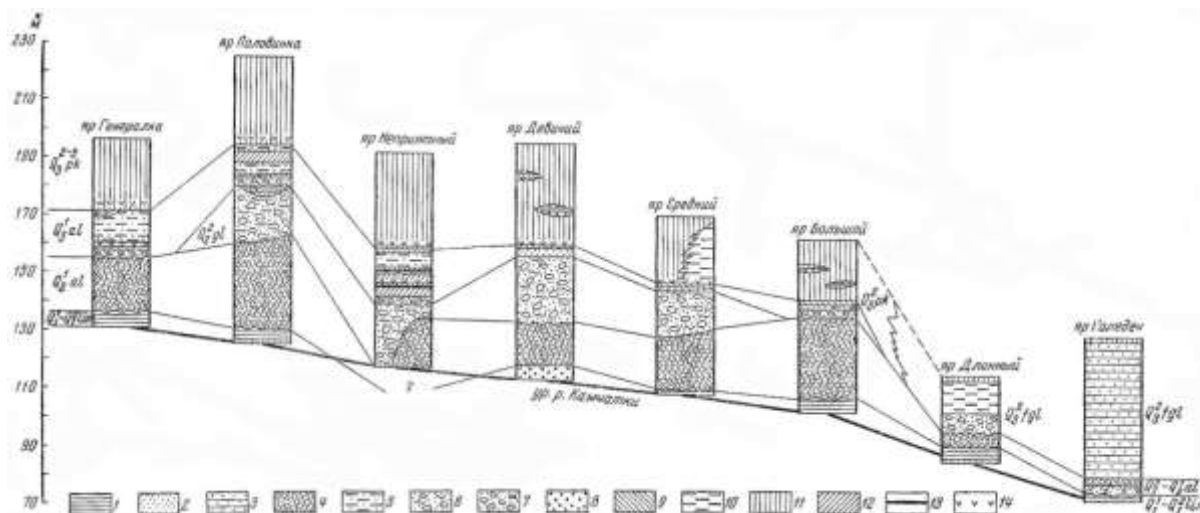


Рис. 7. Сопоставление основных разрезов Центральной Камчатской депрессии

1 - тонкопереслаивающиеся суглинки, супеси, пески; 2-пески; 3 ~ пески горизонтально слоистые; 4 - пески «косослоистые»; 5 -лески пылеватые; 6 ~ несортированные супеси с галькой морена; 7 — галечник; 8 — гравий; 9 — супеси; 10—супеси слоистые; 11—супеси покровные; 12 - суглинки; 13-торф; 14 — прослой вулканических пеплов. Q_1^1 — Q_1^2 lim_ озерные «синие глины»; Q_1^2 - Q_2^1 al -аллювиальные «косослоистые пески»; Q_2^2 gl - ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения («мореноподобная» толща); Q_3^1 al -аллювиальные межледниковые отложения высоких погребенных террас р. Камчатки; Q_3^2 -3 pk - покровные супеси; Q_2^3 fgl - флювиогляциальные отложения I фазы позднплейстоценового оледенения

ТОЛЩА «СИНИХ ГЛИН» ($Q_1^1—Q_1^2$)

Общая характеристика. В основании почти всех яров залегают озерные осадки, выделенные С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1940) в IV горизонт. Эта толща, получившая название «синих глин», вскрывается не только в нижней части рассматриваемого поднятия (яры Генералка, Половинка, Средний, Большой, см. рис. 7), но и залегают в цоколях более молодых флювиогляциальных равнин обеих фаз последнего оледенения, а также в цоколях террас долины р. Камчатки (яры Недоступный, Катун, Диатомитовый, Длинный, Каледеч). Название толщи отражает только общий ее характер. На самом деле это очень дробное переслаивание синих и сизовато-серых суглинков, супесей и тонкозернистых уплотненных лесков. Отмечаются подчиненные прослои мелко- и среднезернистых песков. Мощность слоиков обычно 1—3 мм, максимальная до нескольких сантиметров. Слои имеют четкие границы и прослеживаются на больших расстояниях без выклинивания, что является одним из типичных признаков озерных осадков. Иногда на границе песков и суглинков наблюдаются знаки ряби. Среди этих осадков очень четко выделяются тонкие (несколько миллиметров) прослои белесых алевро пелитовых пеплов. Иногда туфогенный материал не образует чистые прослои, а отмечается в виде существенной примеси в слойках сизой супеси. Два наиболее четких прослоя белых пеплов были отмечены в яре Половинке на высоте 1,70—1,73 и 5,00—5,05 м над урезам. Местами (яр Длинный) в толще «синих глин» отмечаются линзы темно-коричневого плотного торфа мощностью до 1 м иногда торф в виде тонких линз и слоев участвует в общем переслаивании (мощность пачек с прослоями торфа до 1,5 м).

В ряде случаев среди глин и суглинков отмечаются небольшие линзы песков с мелкой хорошо окатанной галькой; однако эти линзы немногочисленны, невелики по размерам и не нарушают общего однообразия толщи. Мелкая (до 1 см) редкая галька базальтов отмечается в рассеянном виде и в прослоях суглинков и супесей. В яре Половинке (верхний по течению конец яра) была описана пачка (1,5 м) средне- и мелкозернистых горизонтально и косослоистых песков. В долине Кирганика и основании разреза «синих глин» отмечается 1,5-метровая пачка переслаивающихся песков и галечников. Заполнитель в галечниках представлен буро-серым разнозернистым песком, галька в основном мелкая и средняя, хорошо окатанная. Так как мощность обнажающихся песков и галечников в двух последних разрезах очень мала, а подошва их лежит ниже уреза и не вскрыта, мы не можем однозначно решить вопрос, являются ли эти разности прослоями и линзами внутри толщи «синих глин» или они подстилают последние.

Приведенное описание показывает, что термин «синие глины» в целом хорошо отражает характер этой толщи-синева-сизый цвет и преобладание тонких фаций. Тонкая горизонтальная выдержанная

слоистость, хорошая сортировка материала в пределах каждого слота несомненно свидетельствуют об озерном генезисе этих осадков. Представление о степени их сортированности дает гранулометрический анализ образца из «синих глин» яров Большого и Генералки (табл. 1).

Результаты гранулометрического анализа образцов из яра Половинки показаны на рис. 8.

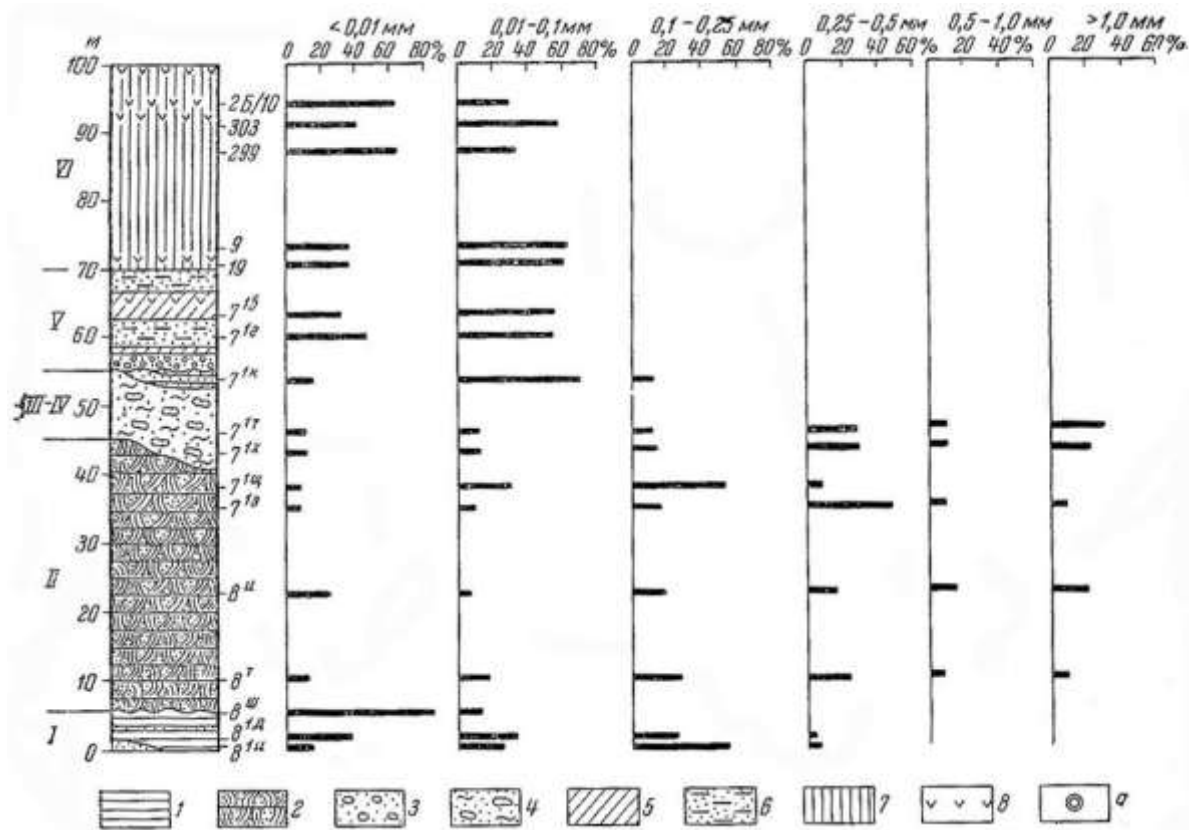


Рис. 8. Результаты гранулометрического анализа отложений яра Половинки

1 — тонкопересланвающиеся супеси, суглинки, пески; 2 — пески «косослоистые»; 3 — галечники; 4 — супесь с галькой и валунами — морена; 5 — суглинки; 6 — пески пылеватые; 7 — покровные супеси; 8 — прослои вулканических пеплов; 9 — погребенная древесина: I — толща озерных «синих глин» (Q_1^2); II — толща аллювиальных «косослоистых песков» ($Q_1^2 - Q_2^1$); III — «мореноподобная» толща — ледниковые и водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2); IV — ледниково-озерные отложения среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2); V — межледниковые аллювиальные отложения погребенной террасы р. Камчатки (Q_3^1); VI — покровные супеси ($Q_3^2 - Q_3^3$)

Судя по данным гранулометрического анализа образцов, толща «синих глин» не является собственно глинами, а включает пески мелкозернистые алевропелитистые, алевропелиты песчанистые, алевритистые пелиты и глинистые алевриты.

Гранулометрический состав «синих глин»

Таблица 1

Место взятия образца (яр)	Размер фракции, мм; содержание, %					
	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
Большой	—	—	—	11,85	66,70	21,45
Генералка	0,05	0,70	1,55	2,05	17,15	78,50

Минералогический анализ трех образцов «синих глин» яра Половинки был проведен А. Р. Геншером, и результаты были им любезно нам предоставлены.

Песчаный материал в исследованных образцах не окатан. В его составе: обломки метаморфических и эффузивных пород, значительно реже шлаки и обломки минералов (пироксенов, плагиоклазов, кварца и т. л.) и вулканического стекла.

Алевритовый материал в составе легкой фракции включает плагиоклаз, вулканическое стекло, панцири диатомовых, кварц, биотит, обломки пород. В состав тяжелой фракции входят пироксены (главным образом гиперстен и авгит), амфиболы (обыкновенная, зеленая, синезеленая и базальтическая роговая обманка) и рудные (главным образом магнетит). Редко встречаются: зпидот, биотит, апатит, циркон. Вулканическое стекло в алевритовой фракции оскольчатое, реже пузырчатое и волокнистое. Следов переотложения нет. Стекло чистое, прозрачное, бесцветное. Признаков заметного его изменения нет. Все обломки стекла имеют близкий показатель преломления, равный 1.494—1,496.

Глинистые породы сложены главным образом крупным пелитом, представляющим собой тонкую фракцию вулканического пепла, а также тонкораздробленными панцирями диатомовых и мельчайшими обломками различных терригенных минералов. В шлифе под микроскопом глины подобного состава характеризуются алевроелитовой структурой с точечной поляризацией или изотропной основной массой. В одном образце встречено большое количество аутигенного пирита в виде отдельных глобуль или коллоидальных скоплений часто округлой почко и гроздевидной формы.

Большое количество пелитового материала (в составе которого основную роль играют обломки вулканического стекла, различных минералов, панцири диатомовых водорослей), отсутствие сколько-нибудь значительных следов его разложения, по мнению А. Р. Гептнера, указывает на некоторые особенности накопления этой толщи. Свежий облик малоустойчивых минералов (биотит, пироксены, амфиболы) и вулканического стекла позволяет думать, что в области сноса и в области накопления существовали условия, которые способствовали накоплению свежего, неизмененного материала как туфогенного, так и терригенного. Значительную роль в процессе накопления отложений толщи «синих глин» играл, видимо, пирокластический материал, состав которого, судя по имеющимся данным, за время накопления этих отложений значительно не изменялся. В осадке, в тонких разностях, за счет разложения растительной органики, быстро погребавшейся под терригенным и туфогенным материалом, в стадию диагенеза возникла восстановительная обстановка, способствовавшая образованию пирита.

Мощность «синих глин» в пределах одного разреза не более 5—6 м (максимальная 6—7 м в яре Половинке, минимальная — 1 м в яре Кале

дече). Однако и в пределах одного яра мощность «глин» изменяется в значительных пределах (ют 6 до 2 м), так как вышележащие отложения залегают на «глинах» с сильным размывом. Подстилающие «синие глины» осадки нигде не вскрываются, во всех обнажениях глины уходят под урез воды.

«Синие глины» залегают горизонтально (лишь в одном яру в 2 км ниже устья р. Китильгина «глины», залегающие в цоколе 14-метровой террасы, слабо дислоцированы и падают вверх по течению). Естественно предположить, что все ниже и ниже по течению р. Камчатка прорезает более древние горизонты «синих глин». Это предположение хорошо согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа, о чем будет сказано ниже. Если сопоставить абсолютные отметки «синих глин» самом верхнем по течению яре — 145 м и в самом нижнем — 60 м, то окажется, что на этом участке река прорезала толщу глин мощностью около 85 м. Общая же мощность толщи, видимо, еще больше, так как подошва «синих глин» нами нигде не наблюдалась.

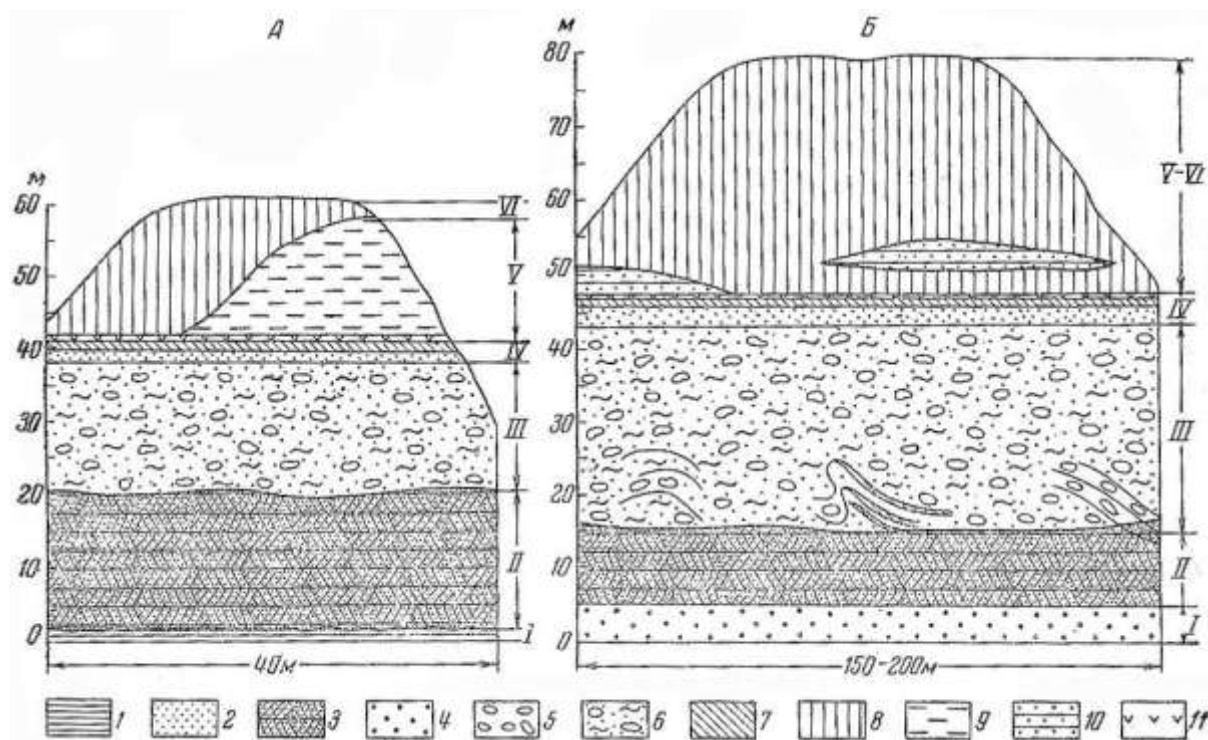


Рис. 9. Схема строения яров Среднего (А) и Девичьего (Б)

1—тонкослоистые супеси, суглинки, пески; 2 — пески; 3—пески «косослоистые»; 4—гравий; 5 —галечник; 6 — супесь с галькой и валунами — морена; 7 — супесь; 8—супесь покровная; 9 — супесь тонкослоистая; 10— тонкослоистые пески и супеси; 11— прослои вулканических пеплов—толща озерных «синих глин» и ее фациальные аналоги (Q_1^2); II — толща аллювиальных «косослоистых» песков (Q_1^1 — Q_2^1); III — морена среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2); IV — аллювиальные отложения погребенной террасовидной поверхности (Q_3^1); V — тонкослоистые супеси и пески, залегающие в покровных супесях в виде линз (Q_3^2 — Q_3^3); VI — покровные супеси (Q_3^2 — Q_3^3)

«Синие глины» вскрываются во всех отмеченных на схеме ярах Камчатки, за исключением яров Крутого (или Неприятного), Девичьего и Диатомитового. В яре Крутом «синие глины» лежат ниже уреза, а в основании разреза вскрывается более молодая толща «косослоистых песков». В расчистке сильно задернованной нижней части яра Девичьего

нами были вскрыты плотные гравийники и крупнозернистые бурые пески с редкими прослоями среднезернистых песков, обогащенных, переотложенным пирокластическим материалом (рис. 9). Эти отложения сильно уплотнены и служат водупором. На них с размывом залегают «косослоистые пески». Описанные песчано-гравийные отложения мы считаем фаціальными аналогами «синих глин», сходными с ними по степени уплотненности и положению в разрезе. Фаціальностью разновидности толщи «синих глин» являются и диатомиты, выходящие в цоколе 14-метровой террасы яра Диатомитового. Диатомиты представляют собой плотную тонкослоистую темно-серую и серую породу, разбитую вертикальными трещинами. Отложения дислоцированы — угол падения их 6—7°, азимут падения СЗ 315—330°. Опоровопыльцевые спектры и состав диатомовых из диатомитов не отличаются от спектров из «синих глин» яров, расположенных выше по течению, что подтверждает правомерность отнесения диатомитов к комплексу осадков толщи «синих глин».

Таким образом, озерные отложения нижней части разреза депрессии включают целый комплекс различных фаций, от прибрежных, представленных песками и гравийниками с прослоями гальки, до глубоководных, представленных диатомитами.

Состав диатомовых из толщи «синих глин» Камчатской депрессии, штук

Таблица 2

Экологические группы	Рома- новский	Кале- деч	Длин- ный	Диато- мито- вый	Катун	Поло- винка	Гене- ралка
Пресноводные виды	88	48	107	110	122	139	127
Пресноводно-солонатоводные виды	17	13	14	28	26	32	28
Солонатоводные виды	1		3	1	2	1	1
Морские виды (переотложены)	—	6	—	—	—	3	1
Виды с неясной экологической характе- ристкой (пресноводные)	5	3	3	8	9	12	12

Диатомовая флора. Диатомовая флора из толщи «синих глин» изучалась в ярах Романовском, Каледече, Длинном, Катуне, Половинке и Генералке (положение образцов дано на разрезах к спорово-пыльцевым диаграммам). Комплексы диатомовых, обнаруженные в ярах Половинке, Генералке, Катуне и Диатомитовом, несмотря на некоторые различия, несомненно аналогичны. Богатая и разнообразная, очень интересная по систематическому составу диатомовая флора «синих глин» этих яров не имеет до настоящего времени прямых аналогов ни на территории Камчатки, ни среди описанных в литературе в других районах СССР. В состав ее входит свыше 270 форм, принадлежащих к 31 роду. Наиболее разнообразно представлены роды *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Gomphonema* и *Fragilaria* (см. прилож. табл. 1, графы 4—10), но

доминирующее положение принадлежит представителям родов *Stephanodiscus*, *Cyclotella*, *Melosira* и отдельным видам *Diploneis*, *Amphora*, *Epithemia*. Характер флоры «синих глин» типично пресноводный. В табл. 2 приведено распределение состава диатомовых из «синих глин» названных яров по экологическим группам.

По мнению Н. В. Анисимовой (Кушев и Ливеровский, 1940), впервые исследовавшей диатомовую флору «синих глин», формирование последней (Происходило в озере северного типа со значительными глубинами. Результаты наших исследований показали, что глубина озерного бассейна, вероятно, неоднократно менялась. Об этом свидетельствует чередование комплексов с преобладанием то планктонных, то бентических диатомовых.

Основными особенностями озерной флоры диатомовых водорослей толщи «синих глин», вскрытой в ярах Половинке, Генералке, Катуне и Диатомитовом (условно мы ее называем флорой I типа), являются следующие: 1) доминирующее положение видов с широким географическим ареалом, предпочитающих водоемы олиготрофного и евтрофного типов, а также горные водоемы и быстро текущие воды. На долю арктобореальных приходится в среднем около 7% общего состава (6—9%), а южно-бореальных и реликтовых умеренно-теплолюбивых — от 1 до 5%; 2) присутствие реликтов неогена — грубопанцирных *Melosira*, представителей байкальской флоры, а также некоторых видов с морфологическими отличиями в строении панциря (гигантизм, грубая структура). Особый интерес представляет в этом отношении типичный представитель флоры «синих глин» — *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun, форма, имеющий еще не вполне установившуюся структуру и являющийся переходной формой между *Sastraea* (Ehr.) Grun и *Sriiagare* Ehr.

Немаловажный практический интерес имеет выделенный руководящий комплекс для озерной флоры I типа толщи «синих глин». В его состав включены следующие общие для всех названных яров доминирующие, субдоминирующие и характерные формы диатомовых водорослей: планктонные — *Melosira distans* (Ehr.) Kutz. var. *distans* et var. *al-pigena* Grun., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs var. *granulata* et forma, *M. italica* subsp. *subarctica* O. Mull, et var. *valida* (Grun.) Hust., *M. praedistans* Jouse, *M. praeislandica* Jouse, *Cyclotella kisselevii* Korotk., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *astraea* et var. *intermedius* Fricke et var. *minutulus* (Kiitz.) Grun. et forma; бентические — *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *T. lacustris* Ralfs, *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz., *Meridiem circulare* Ag., *Ophephora martyi* Herib., *Cocconeis placentula* Ehr. var. *placentula* et var. *euglypta* (Ehr.) Cl. et forma, *Eucocconeis onegensis* Wisl. et Kolbe, *Achnanthes* aff. *calcar* Cl., *A. oestrupii* (A. Cl.) Hast., *A. peragalloi* Brim et Herib., *Diploneis elliptica* (Kutz.) Cl. var. *elliptica* et var. *ladogensis* CL, *D. ovalis* (Hilse) Cl., *Navicula costulata* Grun., *N. gastrum* var. *signal* Hust., *N. pseudoscutiformis* Hust., *N. radiosa* Kiitz., *N. reinhardtii* (Grun.) Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr. var. *viridis* et var. *fallax* CL,

Caloneis silicula (Ehr.) Cl. var. *silicula* et var. *ventricosa* (Ehr.) Donk. et aff. var. *baicalensis* Skv. *Amphora ovalis* Kiitz. (круг форм), *Gomphonema acuminatum* var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kiitz., *E. zebra* (Ehr.) Kiitz. var. *zebra* et var. *porcellus* (Kiitz.) Grun., *Nitzchia angustata* (W. Sm.) Grun., *N. denticula* Grun., *N. heidenii* var. *pamirensis* Boye P., *Cyrtopleura elliptica* (Breb.) W. Sm., *Surirella turgida* W. Sm. var. *turgida* et forma, *Campylodiscus noricus* var. *hibernicus* (Ehr.) Grun.

Относительно возраста озерной диатомовой флоры «синих глин» не существует единого взгляда. Н. В. Анисимова не отрицает возможности отнесения «синих глин» к верхам неогена. В. П. Епишкин, сотрудник Института вулканологии СО АН СССР, исследовавший их в 1960—1961 гг., датирует «синие глины» поздним плиоценом.

Мы не разделяем представления о плиоценовом возрасте толщи. Молодой облик диатомовой флоры, преобладание широко распространенных ныне северо-бореальных и бореальных форм, небольшое число вымерших видов (1,5—2%) — все это позволяет датировать вмещающие эту флору отложения ранним плейстоценом по принятой в СССР стратиграфической шкале. Проведенное сравнение озерной диатомовой флоры «синих глин» Центральной Камчатской депрессии с диатомовой флорой из неогеновых (Головенкина, 1964, Лупикина, 1965) и четвертичных отложений Камчатки позволило отметить наибольшее ее сходство с диатомовой флорой из отложений долины р. Кулька на Западной Камчатке, которые А. Р. Рептиер рассматривает как континентальные аналоги энемтенской свиты (Гептнер, Лупикина, Скиба, 1966). Однако отсутствие в диатомовой флоре «синих глин» некоторых пресноводных видов, характерных для энемтенской флоры р. Кулька, уменьшение численности глубопанцирных неогеновых *Melosira* и отсутствие некоторых других реликтов неогена не позволяют считать сравниваемые флоры полностью идентичными. Возможно, диатомовая флора «синих глин» характеризует более поздний этап в развитии диатомовых флор Камчатки в пределах раннего плейстоцена. Подтверждением относительной молодости флоры «синих глин» является и состав аллювиального (пойменного типа) комплекса диатомовых, обнаруженного в яре Длинном (положение образцов дано на колонке к спорово-пыльцевым диаграммам, см. рис. 12, общий систематический состав и наиболее распространенные оценки обилия форм — в прилож. табл. 1, графа 6). В этом комплексе нет вымерших видов, однако несколько форм имеет морфологическое сходство с видами диатомовых из флоры Кульки, изученной нами. Таким образом, мы не можем разделить мнение В. П. Епишкина о плиоценовом возрасте толщи.

Озерная диатомовая флора II типа была обнаружена в «синих глинах» самых нижних по течению яров Романовского и Каледеча (прилож. табл. 1, графы 4, 5). В ее составе также преобладают виды широкого географического ареала, умеренно-холодолюбивые (северо-бореальные) и северо-альпийские, составляющие в сумме около 85%; на долю арктобореальных и южно-бореальных приходится в среднем

соответственно 8,7 и 5,3% от общего состава. Реликты неогена не превышают 1%. Это указывает на сходство флор I и II типов.

Однако некоторые особенности озерной флоры диатомовых II типа, особенно четко проявляющиеся при сопоставлении флоры яра Романовского с I типом озерной флоры, не позволяют считать их полностью идентичными. Прежде всего обращает внимание различие в характерных комплексах флор I и II типов. Наиболее типичный, большей частью массовый во флоре I типа, крупно-панцирный *Stephanodiscus astrae* (Ehr.) Grim, форма во флоре II типа нами не отмечался. Ведущее место в характерном комплексе озерной флоры II типа принадлежит другим планктонным формам: *Cyclotella bodanica* Eulens. («в массе»), *C. kuetzingiana* Thw. var. *kuetzingiana* et var. *planetophora* Fricke («часто») et var. *radiosa* Fricke («нередко — часто») et var. *schumannii* Grun. («нередко»), *Stephanodiscus astrae* var. *intermedius* Fricke («нередко — часто») et var. *minutulus* (Kiitz.) Grun. («очень часто» — «в массе»). Остальная часть руководящего комплекса озерной флоры II типа представлена следующими доминирующими, субдоминирующими и характерными формами: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz. var. *distans* («нередко — в массе») et var. *alpigena* Grun. («нередко — очень часто»), *M. italica* (Ehr.) Kiitz. («нередко — часто»), *Cyclotella kisselevii* Korotk. («единично—часто»), *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm. («единично — редко»), *T. lacustris* Ralfs («единично»), *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kiitz. var. *fenestrata* («редко — часто») et var. *geniculata* Cl. («единично»), *Operphora martyi* Herib. («единично — редко»), *Fragilaria pinnata* Ehr. («единично»), *F. virescens* Ralfs («редко — нередко»), *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz. («единично — нередко»), *Synedra cyclopus* Brutschy («единично — редко»), *S. ulna* (Nitzsch) Ehr. («нередко»), *Eucocconeis onegensis* Wish et Kolbe («единично — нередко»), *Rhoicosphenia curvata* (Kiitz.) Grun. («редко — часто»), *Diploneis elliptica* (Kiitz.) CL («редко — часто»), *Navicula gastrum* var. *signata* Hust. («единично — редко»), *Pinnularia alpina* W. Sm. («единично—нередко»), *P. borealis* Ehr. («редко — нередко»), *Amphora ovalis* Kiitz. var. *ovalis* et var. *gracilis* Ehr. («нередко»), *Cymbella cymbiformis* (Ag. Kiitz.) V. H. («единично — редко»), *C. stuxbergii* Cl. var. *stuxbergii* et var. *intermedia* Wisl. («единично»), *C. ventricosa* Kiitz. («нередко»), *Epithemia turgida* (Ehr.) Kiitz. («единично»), *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Miill. («нередко»), *Nitzschia angustata* (W. Sm.) Grun. («редко»), *N. tryblionella* Hantzsch («единично»), *Cumatopleura elliptica* (Breb.) W. Sm. («редко»), *C. solea* (Bred.) W. Sm. var. *solea* («нередко») et forma («редко»), *C. aff. solea* var. *apiculata* (W. Sm.) Ralfs («редко — часто»), *Surirella turgida* W. Sm. («единично — редко»), *Campylodiscus noricus* var. *hibernicus* (Ehr.) Grun. («единично»).

В составе диатомовой озерной флоры яров Романовского и Каледеча не обнаружено некоторых форм, кроме уже названного *Stephanodiscus astraе* (Ehr.) Grun. форма, характерных для флоры I типа (большинство из них холодолюбивые): *Melosira italica* subsp. *subarctica* O. Miill. et var. *valida* (Grun.) Hust., *Achnanthes* aff. *calcar* CL, *A. oestrupii* (A. CL) Hust., *A.*

peragalloi Brun et Herib., *Diploneis elliptica* var. *ladogensis* CL, *N. pseudoscutiformis* Hust., *Cymbella turgida* (Greg.) CL, *Nitzschia denticula*, Grun., *N. heidenii* var. *pamirensis* Boye P., *Surirella turgida* W. Sm. forma. Яркой особенностью флоры II типа является также отсутствие грубопанцирных неогеновых *Melosira praedistans* Jouse и *M. praeislandica* Jouse.

В настоящее время трудно решить вопрос о стратиграфическом положении озерной диатомовой флоры II типа. Возможно, она является в возрастном отношении близкой к флоре I типа, а ее особенности обусловлены экологическими причинами, в том числе физико-химическим режимом, который не мог быть одинаковым на площади значительного озерного бассейна. Пока мы принимаем за руководящий комплекс толщи «синих глин», в целом уже названный выше для I типа озерной флоры.

Спорово-пыльцевые спектры. Из отложений «синих глин» депрессии на содержание пыльцы и спор было просмотрено в общей сложности около 60 образцов (яры Генералка, Половинка, Большой, Катун, Диатомитовый, Длинный, Каледеч и яр в 2,5 км к северу от устья Большой Романовки, притока Козыревки—Романовский). Прежде всего обращает внимание отличие спектров «синих глин» яров Каледеча и Романовского от всех остальных. Спорово-пыльцевой анализ 6 образцов из яра Романовского (рис. 10) и 11 образцов из яра Каледеча (рис. 11) показывает преобладание в спектрах пыльцы древесных пород (15—65, ср. 37%) и опор (18—84, ср. 56%) отря резкоподчиненном положении пыльцы травянистых растений (1—16, ср. 7%) (табл. 3).

Среди древесных ведущее положение занимает пыльца *Picea sect. Omorica* (0,5—59, ср. 28%). В значительном количестве присутствует пыльца *Alnus* (3—48, ср. 24%), *Betula sect. Costatae* (3—25, ср. 11%) и *Alnaster* (5—52, ср. 25%). Пыльца *Abies* (0—2, ср. 0,5%), *Larix* (0—2, ср. 0,7%), *Pinus subgen. Haploxylon* (0—2, ср. 0,4%), *Salix* (0—1, ср. 0,2%), *Betula sect. Albae* (0—1, ср. 0,2%) и *Betula sect. Nanae* (0,5—12%, ср. 5%) встречена в незначительном количестве. По всему разрезу отмечаются единичные пыльцевые зерна экзотических хвойных и широколиственных растений: *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Diervilla*, *Pinus* sp. Среди спор ведущее место принадлежит *Bryales* (0—99, ср. 49%), особенно в нижних частях разреза, а также *Polypodiaceae* (0—94, ср. 37%), среди которых встречены *Woodsia ilvensis*, *Athyrium filix-femina*, *Polypodium*. В значительном количестве в спектрах присутствуют споры семейства *Lycoperidaceae*, характеризующегося большим разнообразием видов. В образцах самого нижнего по течению яра Романовского встречены споры *Osmunda*.

В группе травянистых растений преобладает пыльца *Gramineae* (9—69, ср. 45%) и разнотравья (9—63, ср. 30%).

Полученные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о господстве в Центральной Камчатской депрессии в период отложения нижних горизонтов толщи «синих глин» темнохвойных лесов из ели с

небольшой примесью пихты и широколиственных пород, иногда — белой березы и лиственницы. Наземный покров ельников состоял в основном из зеленых мхов, а также из хвощей, осок, вересковых и плаунов: *Lycopodium annotinum*, *L. complanatum*. Лиственничники, с небольшой долей участия белой березы, ели, иногда кедрового стланика и ивы, с богатым ковром разнотравья и плаунов: *Lycopodium complanatum*, *L. clavatum*, *L. annotinum*, — занимали небольшие участки днища депрессии.

Выше пояса темнохвойных лесов широким развитием пользовались каменные березняки с богатым наземным покровом из разнообразных папоротников, а также из растений сем. *Gramineae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae* (*Thalictrum*), *Rosaceae*, *Onagraceae*, *Geraniaceae*, *Caprifoliaceae*, *Umbelliferae*, *Compositae*, *Convolvulaceae*, *Valerianaceae*. По берегам озера встречались ольховники, иногда с небольшой примесью ивы, с наземным покровом из злаков и папоротников. Небольшие площади занимали сырые луга, состоявшие из растений семейств *Gramineae*, *Umbelliferae*, *Polemoniaceae*, *Rosaceae* (в том числе *Sanguisorba*), *Cyperaceae*, *Geraniaceae*. Встречались отдельные участки верховых сфагновых болот с кустарниковой березкой и вересковыми. По склонам гор, у верхней границы леса, рос ольховый стланик с наземным покровом из различных видов *Polypodiaceae* и *Lycopodiaceae*.

Присутствие спектрах большого количества пыльцы ели (в современных пробах ее всего 1%), а также примесь пыльцы таких экзотических растений, как *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Diervilla*, *Pinus* Sp и спор *Osmunda*, несомненно, свидетельствует о том, что климатические условия периода отложения нижних горизонтов «синих глин» были теплее и мягче современных.

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Таблица 3

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Спорово-пыльцевые спектры	Характер растительности	Характер диатомовой флоры
		Q ₄	<p>Аллювиальные отложения низкой (1,5—2 м) и высокой (3,5—4 м) поймы, низких террас р. Камчатки (5, 6, 7—8, 9—13 м) и привязанных к ним наземных дельт притоков — галечники, пески, супеси, суглинки. Торфяники с просяными вулканическими пеплов</p>	<p>Преобладание пыльцы древесно-кустарниковых (8—96, ср. 47%) над пыльной травянистых (1—49, ср. 21%) и спорами (2—72, ср. 29%). В группе древесно-кустарниковых в основном <i>Alnus</i> (5—57, ср. 28%), <i>Alnaster</i> (2—39, ср. 16%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (2—44, ср. 19%), <i>B. sect. Nanae</i> (6—98, ср. 23%), кроме того, <i>Picea</i> (0—6, ср. 1%), <i>Larix</i> (0—7, ср. 1%), <i>Pinus s/g Harloxylon</i> (0—16, ср. 5%), <i>Salix</i> (0—14, ср. 3%), <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> (0—19, ср. 1%). В группе травянистых в основном <i>Gramineae</i> (11—100, ср. 56%), <i>Cyperaceae</i> (0—89, ср. 25%), разнотравье (0—59, ср. 16%), кроме того, <i>Ericales</i> (0—3, ср. 1%), <i>Artemisia</i> (0—12, ср. 2%). В группе спор в основном <i>Polypodiaceae</i> (0—80, ср. 49%), <i>Bryales</i> (2—100, ср. 34%), <i>Lycoperidaceae</i> (0—31, ср. 7,5%), <i>Sphagnales</i> (0—14, ср. 1%)</p>	<p>Леса из каменной березы с наземным покровом из разнотравья, папоротников, листовнички и елово-лиственничные леса, участки еловых лесов. По поймам рек ольха и ива. На склонах гор заросли ольхового и кедрового стланика. Участки осокорных и моховых болот с кустарниковой березкой</p>	<p>Умеренно-теплолюбивая аллювиальная флора. Доминируют широко распространённые в современных пресных водоёмах Камчатки эвритермные виды в основном боурельная и северо-бореальная зон, среди холодолюбивых преобладают северо-альпийские. Аркто-бореальные составляют 3—8% (от общего состава форм). Арктические не обнаружены. Южно-бореальные спорадически в небольшом количестве (средн. 1,5% от общего состава форм)</p>
<p>Полное I</p>			<p>Преобладание спор (7—80, ср. 46%) и пыльцы травянистых (5—89, ср. 35%) над пыльной древесно-кустарниковых (2—50, ср. 19%). В группе древесно-кустарниковых в основном <i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> (3—87, ср. 34%), <i>Alnus</i> (0—50, ср. 21%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (0—77, ср. 15%), <i>Alnaster</i> (0—36, ср. 10%), <i>Pinus s/g Harloxylon</i> (1—28, ср. 10%), <i>Salix</i> (0—14, ср. 3%), <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> (0—28, ср. 2%), <i>Larix</i> (0—2, ср. 0,5%), <i>Picea</i> (0—13, ср. 1%). В группе травянистых в основном <i>Gramineae</i> (24—84, ср. 57%), <i>Cyperaceae</i> (6—70, ср. 28%), разнотравье (1—45, ср. 13%), в группе спор в основном <i>Polypodiaceae</i> (6—99, ср. 52%), <i>Bryales</i> (0—92, ср. 39%), кроме того, <i>Selaginella sibirica</i> (0—18, ср. 4%), <i>Lycoperidaceae</i> (0—8, ср. 2%)</p>	<p>Лиственничники кустарниково-разнотравья. Широкое развитие открытых пространств — злаково-разнотравных лугов, осокорных и моховых болот. Участки каменных березняков с наземным покровом из папоротников, разнотравья. По поймам рек заросли ольхи, на склонах гор — ольхового и кедрового стланика</p>	<p>Умеренно-теплолюбивая аллювиальная флора. Доминирующее положение эвритермных форм широкого географического ареала. Субдоминируют северо-бореальные и северо-альпийские. Южно-бореальные с высокими оценками обилия, до 3,5% от общего состава форм. Аркто-бореальных не более 4%. Арктические отсутствуют</p>	

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Словово-пыльцевые спектры	Характер растительности	Характер Диатомовой флоры
Пleistocen	Верхний	Q ₃	Флювиогляциальные отложения I фазы: пески, слоистые супеси и галечники; галечники и пески 20-метровой террасы р. Камчатки	Преобладание пыльцы древесно-кустарниковых (46—57, ср. 52%) и спор (33—42, ср. 39%) над пыльцой травянистых растений (6—12, ср. 9%). В группе древесно-кустарниковых преобладают <i>Alnus</i> (70%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (до 23%), кроме того, <i>Alnus</i> (до 4%), <i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> (до 2%), <i>Pinus s/g Harloxylon</i> (единично), <i>Larix</i> (единично). В группе спор в основном <i>Polypodiaceae</i> (90%), <i>Lycopodiaceae</i> (10%)	Каменные березняки с наземным покровом из разнотравья, папоротников. Небольшие участки болот с кустарниковой березкой. По поймам рек заросли ольхи	Бедная в качественном и количественном отношении умеренно холодолюбивая аллювиальная флора. Доминирует северо-бореальные и северо-альпийские виды. Аркто-бореальные 5—10% (от общего состава флоры). Эвритермные в значительном количестве
			Морены I фазы поздней оледенения: галечно-щебнистые супеси или суглинки	Преобладание спор (9—87, ср. 50%) и пыльцы травянистых (12—74, ср. 36%) над пыльцой древесно-кустарниковых (1—55, ср. 14%). В группе древесно-кустарниковых в основном <i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> (0—78, ср. 32%), <i>Alnus</i> (1—55, ср. 22%), <i>Alnus</i> (0—46, ср. 19%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (2—56, ср. 21%), кроме того, <i>Pinus s/g Harloxylon</i> (0—11, ср. 3%), в группе травянистых в основном <i>Gramineae</i> (9—85, ср. 50%), разнотравье (9—91, ср. 42%), преимущественно <i>Compositae</i> . В группе спор в основном <i>Bryales</i> (12—100, ср. 68%), <i>Polypodiaceae</i> (0—94, ср. 28%), <i>Botrychium</i> (0—40, ср. 4%)	Широкое развитие открытых пространных — моховых болот с кустарниковой березкой, разнотравно-моховых лугов. Участки березовых лесов из каменной березы с наземным покровом из папоротников и разнотравья. По поймам рек заросли ольхи, на склонах гор ольховой и кедровой стланик	
		Q ₃ ¹	Межледниковые аллювиальные отложения (70, 40 м) гребенных террас р. Камчатки: галечники, пески, супеси, суглинки, торф, мощные прослои кислых вулканических пещлов	Преобладание пыльцы древесно-кустарниковых (7—87, ср. 43%) и спор (22—86, ср. 43%) над пыльцой травянистых (7—29, ср. 16%). В группе древесно-кустарниковых в основном <i>Picea</i> (1—42, ср. 17%), <i>Larix</i> (0—12, ср. 3%), <i>Alnus</i> (2—63, ср. 28%), <i>Alnus</i> (7—52, ср. 18%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (2—36, ср. 10%), <i>B.</i> sect. <i>Albae</i> (0—11, ср. 2%), <i>B.</i> sect. <i>Nanae</i> (2—46, ср. 9%), кроме того, <i>Pinus s/g Harloxylon</i> (0—19, ср. 2%), <i>Salix</i> (0—36, ср. 4%). В группе травянистых в основном <i>Gramineae</i> (4—67, ср. 29%), <i>Syringaceae</i> (0—87, ср. 34%), разнотравье (6—80, ср. 31%), кроме того, <i>Artemisia</i> (0—9, ср. 2%), <i>Ericales</i> (0—6, ср. 2%). В группе спор в основном <i>Bryales</i> (4—97, ср. 45%), <i>Polypodiaceae</i> (1—82, ср. 36%), <i>Lycopodiaceae</i> (2—26, ср. 10%), кроме того, <i>Sphagnales</i> (0—11, ср. 2%), <i>Botrychium</i> (0—4, ср. 1%), <i>Osmunda</i> (единично)	Темнохвойные словые, елово-лиственничные леса, лиственничники кустарниково-разнотравья. Леса из каменной и белой березы с наземным покровом из разнотравья, папоротников. По поймам рек заросли ольхи и ивы. Небольшие участки осоковых и моховых болот с вересковыми и кустарниковой березкой. На склонах гор ольховый и кедровый стланик	Богатая, умеренно теплолюбивая аллювиальная флора. Доминируют эвритермные, широко географического распространения и северо-бореальные виды. Аркто-бореальных 5—8%, южно-бореальных — 1,5%. Арктические — единично и спорадически

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Спорово-пыльцевые спектры	Характер растительности	Характер диатомовой флоры
Голоцен		Q ₄		<p>В группе травянистых в основном Gramineae (5—58' ср. 26%), Cyperaceae (7—74, ср. 36%), разнотравье (12—55, ср. 34%), кроме того, Ericales (0—8, ср. 1%), Artemisia (0—12, ср. 3%). В группе спор преимущественно Bryales (5—95, ср. 60%), Polytrichaceae (4—80, ср. 31%), кроме того, Lycopodiaceae (0—13, ср. 4%), Selaginella sibirica (0—10, ср. 1%)</p>		
	Верхний	Q ₃	<p>Флювиогляциальные пески и галечники II фазы позднеледникового оледенения и пески и галечники 13—16-метровой террасы Р. Камчатка</p>	<p>Преобладание спор (3—97, ср. 58%) и пыльцы травы, нистых (1—94, ср. 33%) над пыльцой древесно-кустарниковых (0—35, ср. 8%). В группе древесно-кустарниковых в основном Betula sect. Nanae (5—82, ср. 39%), B. sect. Costatae (0—35, ср. 16%), Alnus (0—25, ср. 10%), Salix (0—60, ср. 8%), Pinus s/g Harloxydon (0—29, ср. 8%), кроме того, Larix (0—4, ср. 2%), Picea (0—9, ср. 1%). В группе травянистых в основном Gramineae (20—96, ср. 65%), Cyperaceae (0—43, ср. 15%), разнотравье (4—70, ср. 18%). В группе спор в основном Bryales (38—100, ср. 80%), Polytrichaceae (0—59, ср. 13%), Selaginella sibirica (0—27, ср. 4%)</p>	<p>Широкое развитие открытых пространств — осоковых и моховых болот с кустарничковой березкой, разнотравно-злаковых лугов. Лиственничники кустарничково-разнотравные. Леса из каменной березы с наземным покровом из папоротников и разнотравья. По поймам рек — заросли ольхи, на склонах гор — ольховый и кедровый стланик</p>	<p>Умеренно холодолюбивая аллювиальная флора. Доминирующее положение северо-бореальных и северо-алтайских видов. Аркто-бореальное — единично, 5—10% (от общего состава форм). Эритереи — в незначительном количестве</p>
			<p>Морецы II фазы позднеледникового оледенения: галечнико-щебнистые супеси и суглинки</p>	<p>Преобладание пыльцы травянистых (77—79, ср. 78%) над спорами (ср. 21%) и пыльцой древесно-кустарниковых (ср. 1%). В группе древесно-кустарниковых преобладают Betula sect. Nanae (61%) и Alnus (22%), кроме того, Larix (2%), Alnus (10%), Betula sect. Costatae (2%), B. sect. Albae (2%). Среди травянистых в основном Gramineae (ср. 75%), Cyperaceae (ср. 10%), Artemisia (ср. 6%), разнотравье (ср. 8%). В группе спор в основном Bryales (ср. 94%), Polytrichaceae (ср. 5%), Selaginella sibirica (ср. 1%)</p>	<p>Широкое развитие открытых простр-ранств — моховых и осоковых болот с кустарничковой березкой, разнотравно-злаковых лугов. Лиственничники, небольшие участки каменных березняков. По поймам рек заросли ольхи, на склонах гор — ольховый и кедровый стланик</p>	

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Спорово-пыльцевые спектры	Характер растительности	Характер диагномовой флоры
Плейстоцен		Q ₂ ²	«Мореноподобная» толща — ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения: валуно-галечная супесь с линзами флювиогляциальных и ледниково-озерных осадков-песков, супесей, суглинков	<p>Преобладание спор (32—99, ср. 62%), реже пыльцы травянистых (2—67, ср. 26%) над пыльцой древесно-кустарниковых (1—35, ср. 14%).</p> <p>В группе древесно-кустарниковых преобладают <i>Alnus</i> (10—37, ср. 26%), <i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> (0—38, ср. 22%), <i>Alnus</i> (1—33, ср. 16%), кроме того, <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (0—19, ср. 12%), <i>B. sect. Albae</i> (0—18, ср. 4%), <i>Salix</i> (0—7, ср. 1%), <i>Pinus s/g Harpoxylon</i> (0—7, ср. 3%), <i>Larix</i> (0—1, ср. 0,5%), в редких случаях <i>Picea</i> (0—4, ср. 1%)</p> <p>В группе травянистых в основном <i>Gramineae</i> (1—86, ср. 52%), <i>Cyperaceae</i> (0—95, ср. 32%), разнотравье (4—20, ср. 11%), <i>Ericales</i> (0—9, ср. 3%).</p> <p>В группе спор в основном <i>Polytrichaceae</i> (1—94, ср. 49%), <i>Bryales</i> (0—99, ср. 44%), кроме того, <i>Sphagnales</i> (0—6, ср. 2%), <i>Selaginella sibirica</i> (0—3, ср. 1%)</p>	<p>Широкое развитие открытых пространств — осокных и моховых болот с кустарниковой березкой, разнотравно-злаковых лугов. Лиственничники кустарниково-разнотравные. Участки березовых лесов с наземным покровом из разнотравья, папоротников. По поймам рек заросли ольхи и ивы, на склонах гор ольховый и кедровый стланик</p>	Характер диагномовой флоры
Средний		Q ₂ ¹	Толща «косослончатых песков»: аллювиальные косо-и горизонтально-слонистые пески с линзами и пачками галечников, редкими линзами торфа; в песках постоянная примесь переотложенного пирокластического материала	<p>Преобладание спор (24—81, ср. 60%), реже — пыльцы древесно-кустарниковых (12—50, ср. 26%) над пыльцой травянистых (3—26, ср. 13%)</p> <p>В группе древесно-кустарниковых в основном <i>Picea</i> (0—46, ср. 14%), <i>Larix</i> (0—44, ср. 6%), <i>Abies</i> (единично), <i>Pinus s/g Harpoxylon</i> (0—37, ср. 7%), <i>P. s/g Diploxydon</i> (0—6, ср. 0,5%), <i>P. sp.</i> (единично), <i>Alnus</i> (0—63, ср. 24%), <i>Alnus</i> (0—29, ср. 12%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (0—27, ср. 11%), <i>B. sect. Albae</i> (0—11, ср. 2%), <i>B. sect. Nanae</i> (0—25, ср. 9%).</p> <p>В группе травянистых в основном <i>Gramineae</i> (0—88%, ср. 31%), разнотравье (0—85, ср. 14%), кроме того, <i>Cyperaceae</i> (0—22, ср. 3%), <i>Ericales</i> (0—16, ср. 2%), <i>Artemisia</i> (0—18, ср. 2%).</p> <p>В группе спор <i>Polytrichaceae</i> (30—85, ср. 57%), <i>Bryales</i> (1—70, ср. 32%), <i>Lycopodiaceae</i> (0—19, ср. 7%), кроме того, <i>Sphagnales</i> (1—15, ср. 1%), <i>Selaginella sibirica</i> (0—3, ср. 0,5%), <i>Osmunda</i> (единично)</p>	<p>Участки темнохвойных еловых лесов с примесью пихты и, возможно, кедра. Лиственничники кустарниково-разнотравные и осокно-лиственничные леса. Березники из каменной и белой березы с наземным покровом из разнотравья, папоротников. По поймам рек заросли ольхи, на склонах гор ольховый и кедровый стланик. Небольшие участки лугов и моховых болот с кустарниковой березкой</p>	<p>Умеренно теплолюбивая аллювиальная флора. Преобладают эриктермные, северо-бореальные и северо-альпийские виды. Аркто-бореальные 5—8%. Арктические и южно-бореальные — единично и спорадически</p>

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Словово-пыльцевые спектры	Характер растительности	Характер диатомовой флоры
Палеогоген	Нижний	Q ₁ ²	Толща «синих глин»: озерные тонкопереслаивающиеся синие и синевато-серые суглинки, супеси, тонко- и мелкозернистые пески с редкими линзами галечников и торфов; диатомиты. В отложениях маломощные прослои кислых вулканических пеплов	Преобладание спор (11—95, ср. 58%) над пыльцевой древесно-кустарниковых (1—79, ср. 21%) и травянистых (1—88, ср. 20%). В группе древесно-кустарниковых в основном <i>Alnus</i> (0—94, ср. 46%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (0—60, ср. 14%), <i>Larix</i> (0—28, ср. 3,5%), <i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> (0—44, ср. 9%), <i>Alnus</i> (0—40, ср. 8%), кроме того, <i>Salix</i> (0—28%, ср. 5%), <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> (0—27, ср. 3%), <i>Pinus</i> s/g <i>Harlowii</i> (0—7, ср. 0,5%). В группе травянистых в основном Gramineae (0—85%, ср. 21%), Cyperaceae (0—52, ср. 11%), разнотравье (9—95, ср. 37%), кроме того, Ericales (2—6, ср. 23%), Artemisia (0—18, ср. 4%). В группе спор в основном Bryales (1—99, ср. 45%), Polypodiaceae (0—94, ср. 33%), Lycoperdaceae (0—19, ср. 4%), Sphagnales (0—37, ср. 8%), кроме того, Selaginella sibirica (0—81, ср. 6%)	Листопаднички кустарниково-разнотравные, широкое развитие открытых пространных-лугов, осоковых и моховых болот с кустарниковой березкой и вересковыми. Березовые леса из каменной и белой березы с наземным покровом из разнотравья, папоротников. По берегам озера и по лоймам рек заросли ольхи и ивы. На склонах гор ольховый и кедровый стланик	Качественно и количественно богатая флора олиготрофного типа. Преобладание представителей северных и горных водоемов. Арктобореальные до 14%. Южнобореальные отсутствуют
				Преобладание спор (19—84, ср. 56%) и пыльцы древесно-кустарниковых (15—65, ср. 37%) над пыльцой травянистых (1—16, ср. 7%). В группе древесно-кустарниковых преобладают <i>Picea</i> (0,5—59, ср. 28%), <i>Alnus</i> (3—48, ср. 24%), <i>Alnus</i> (5—52, ср. 25%), <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> (3—25, ср. 11%), <i>B. sect. Nanae</i> (0,5—12%, ср. 5%), кроме того, <i>Larix</i> (0—2, ср. 1%), <i>Pinus</i> s/g <i>Harlowii</i> (0—2, ср. 0,5%), <i>Pinus</i> sp. (0—3, ср. 0,5%), <i>Abies</i> (0,5%), единично <i>Juglans</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Dicervilla</i> . В группе травянистых преобладают Gramineae (9—69, ср. 45%), разнотравье (9—63, ср. 30%), Cyperaceae (0—38, ср. 15%), кроме того, Ericales (0—30, ср. 7%), Artemisia (0—12, ср. 3%). В группе спор преобладают Bryales (0—99, ср. 49%), Polypodiaceae (0—94, ср. 37%), Lycoperdaceae (0—51, ср. 12%), кроме того, Sphagnales (0—12, ср. 1%), единично — Selaginella sibirica, Osmunda	Темнохвойные еловые леса с наземным покровом из зеленых мхов и багульника и еловые леса с примесью лихты, лиственницы, сосны, белой березы и широколиственных. Березняки из каменной березы с наземным покровом из разнотравья, папоротников. По берегам озера ольшаники, на склонах гор ольховый стланик. Участки лугов, осоковых и моховых болот с кустарниковой березкой и вересковыми	Умеренно теплолюбивая озерная флора. Качественное преобладание широко распространенных эвритермных и северо-бореальных видов. Аркто-бореальные 6—9% от общего состава с невысокими оценками обилия. Южно-бореальные 1—5%, спорадически, с оценками единично. Северо-альпийские в значительном количестве, часто субдоминируют. Реликты, неогена 1,5% и формы с морфологическими отличиями в строении панциря 1,5%

М. И. Нейштадт, В. П. Гричук и Г. А. Благовещенский (Кушев, Ливеровский, 1940) получили из «синих глин» яра Романовского спорово-пыльцевые спектры, очень сходные с только что описанными, хотя пыль па широколиственных в них не была обнаружена. В ряде последних сводных работ по Камчатке (Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки, 1961; Мокроусов, Садовский, 1961) утверждается наличие теплых горизонтов в «синих глинах»; однако, как справедливо указывает Н. П. Куприна (1966), в них нет ссылок на исходные материалы. Н. П. Куприна отрицает возможность содержания в «синих глинах» пыльцы широколиственных пород и пихты на том основании, что во всех изученных ею разрезах пыльца указанных растений полностью отсутствует. Спектрам же с теплолюбивой флорой яра Романовского, приводимым в работе С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского, она предлагает дать иную стратиграфическую привязку и относит их к толще «косослоистых песков» (Куприна, Скиба, 1963).

Наши полевые исследования показали, что в основании яра Романовского, который Н. П. Куприной не был посещен, вскрываются типичные отложения толщи «синих глин», а не «косослоистых песков», в чем мы полностью согласны с С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским. Опыропыльцевой анализ «синих глин» яров Каледеча и Романовского Н. П. Куприной и Л. А. Скиба не производился, чем и объясняется отсутствие у них в этой толще горизонтов с теплолюбивой флорой.

Совершенно иной характер спектров отмечается в образцах, взятых из «синих глин» яров Диатомитозого, Катуня, Длинного, Большого, Половинки и Генералки, расположенных выше по течению.

Всего из этих разрезов было проанализировано 36 образцов. В полученных спектрах отмечается по сравнению со спектрами яров Романовского и Каледеча увеличение роли спор (11 — 95, ср. 58%) и пыльцы травянистых растений (1 — 68, ср. 20%) за счет сокращения содержания пыльцы древесных (1 — 79, ср. 21%). Особенно обеднены пыльцой древесных пород спектры яров Диатомитозого, Длинного и Большого (рис. 12 — 14).

Резко изменилось и соотношение компонентов внутри отдельных групп растений (см. табл. 3). Среди древесных доминирующее положение получила пыльца *Alnus* (0 — 94, ср. 46%), значительно увеличилось содержание пыльцы *Larix* (0 — 28, ср. 3,5%), *Salix* (0 — 28, ср. 5%), *Betula sect. Costatae* (0 — 60, ср. 14%), *B. sect. Albae* (0 — 27, ср. 3%), *B. sect. Nanae* (0 — 44, ср. 9%). Полностью исчезла из спектров пыльца экзотических и широколиственных пород. Только в образцах яра Длинного встречаются единичные пыльцевые зерна *Picea*. Среди травянистых растений возросла роль пыльцы луговых и болотных ассоциаций: разнотравья (9 — 95, ср. 37%), а среди него особенно — *Umbelliferae*, *Ranunculaceae*, *Compositae* и *Ericales* (2 — 61, ср. 23%). В значительных количествах присутствует пыльца *Gramineae* (2 — 85, ср. 21%), *Cyperaceae* (0 — 52, ср. 11%), *Artemisia* (0 — 18, ср. 4%). В группе

спор несколько сократилось процентное содержание спутников лесных ценозов — Bryales (1 — 99, ср. 45%), Polypodiaceae (1 — 94, ср. 33%) и Lycopodiaceae, хотя и сохранилось видовое разнообразие плаунов. Увеличилось количество спор болотных и тундрово-скальных растений: Sphagnum (0 — 37, ср. 8%) и Selagineila sibirica (0 — 81, ср. 6%).

Аналогичные нашим спорово-пыльцевые спектры были получены Л. А. Скиба (Куприна, Скиба, 1963) из «синих глин» яров Половинки и Длинного (по нашей номенклатуре), а также М. И. Нейштадтом и В. П. Гричуком (Кушев, Ливеровский, 1940) из яра Генералки.

Анализ полученных спектров свидетельствует о том, что в момент на копления верхних горизонтов «синих глин» основные площади Центральной Камчатской депрессии были заняты лиственничниками с небольшой примесью белой березы, кедрового стланика, ивы, с богатым травянистым покровом из разнотравья (Gramineae, Onagraceae, Geraniaceae, Cyperaceae, Ericaceae) и плаунов: Lycopodium complanatum, L. clavatum, L. annotinum. В сравнении с предыдущим этапом расширились ареалы каменных березняков и особенно прибрежных ольшаников и ивняков. Резко увеличились площади, занимаемые осоковыми и сфагновыми верховыми болотами с ерником, а также пойменными лугами из Gramineae, Umbelliferae, Polemoniaceae, Sanguisorba, Cyperaceae, Artemisia, Geraniaceae. В верхнем поясе гор каменные березняки сменялись зарослями ольхового стланика, наземном ярусе которого встречались папоротники и плауны Lycopodium appressum, L. selago. Кедровый стланик занимал незначительные площади. На скальных осыпях и сухих склонах встречались Lycopodium alpinum, L. sitchense и Selaginella sibirica.

Исчезновение еловых лесов в депрессии во время накопления верхних горизонтов «синих глин», широкое развитие светлохвойных лиственничных лесов и открытых болотных и луговых пространств и связанных с ними травянистых и споровых растений (Ericales, Bryales, Sphagnales, Selaginella sibirica) — все это свидетельствует о климатических условиях более суровых, чем современные. С этими представлениями согласуются и данные диатомового анализа. В комплексе из верхнего горизонта толщи «синих глин» яра Генералки фиксируется значительное обеднение как видового состава характерного озерного комплекса толщи, так и оценок обилия целого ряда видов, доминировавших в более низких ее горизонтах. Значительно снижается численность форм с широким географическим диапазоном распространения, умеренно-теплолюбивых Stephanodiscus astraea (Ehr) Grun. var. astraea et var. intermedius Fricke et var. minutulus (Kutz.) Grun. («единично») и реликтовых грубопанцирных Melosira praedistans Jouse, M. praeislandica Jouse («единично»).

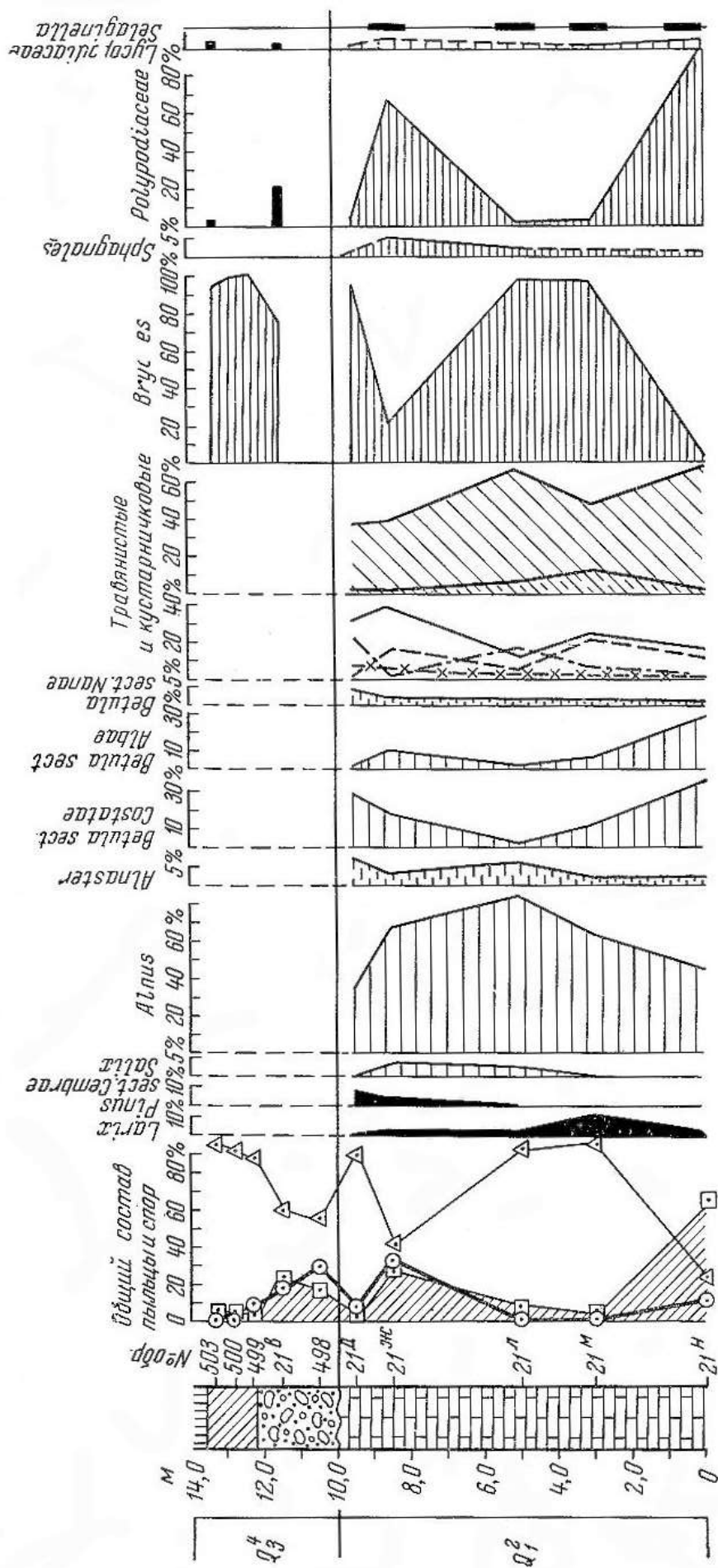
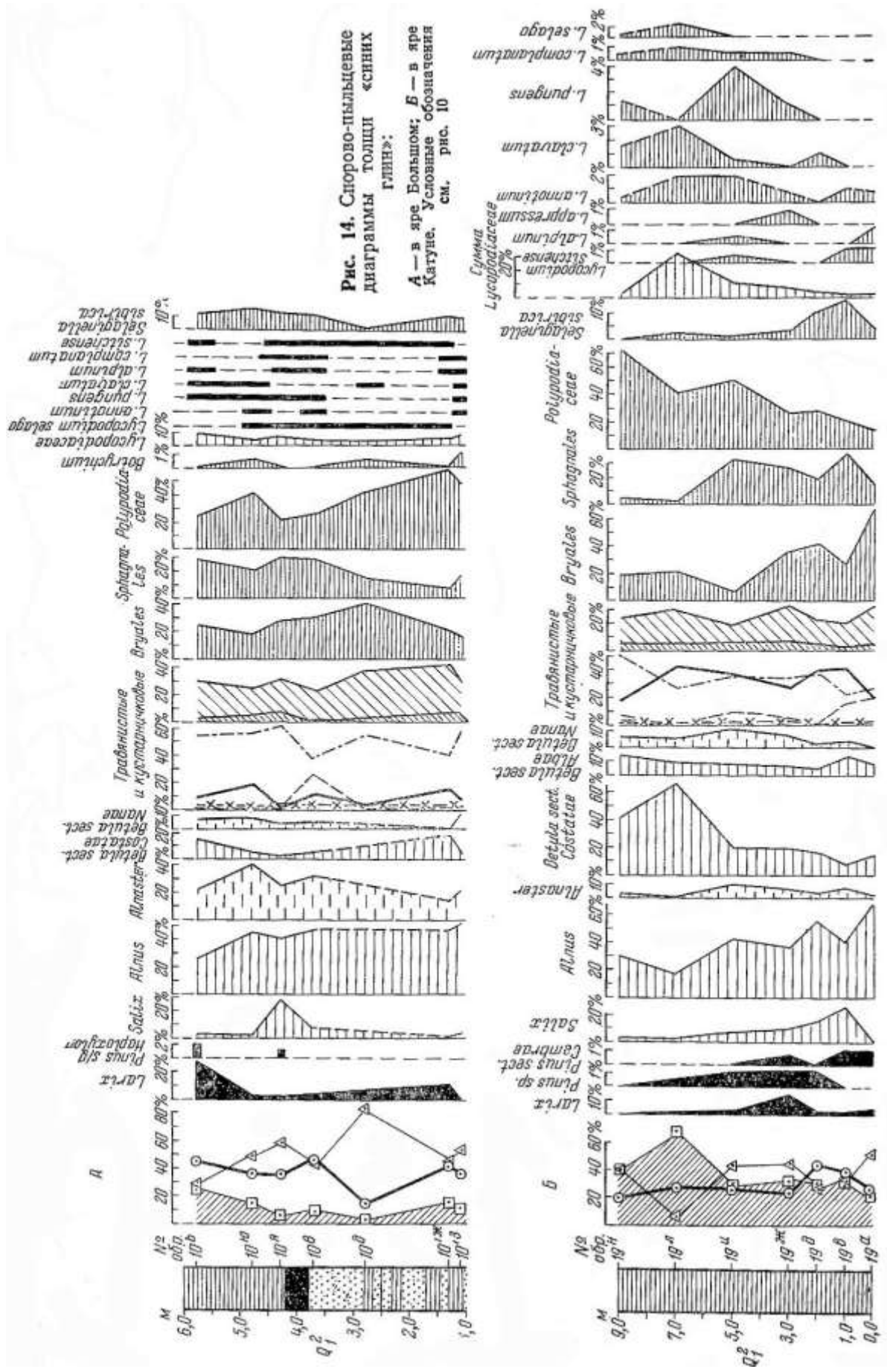


Рис. 12. Спорно-пыльцевая диаграмма яра Диатомитового
Условные обозначения см. рис. 10



Одновременно увеличивается холодолюбивый элемент (североальпийских и арктобореальных видов): *Melosira distans* (Ehr.) Kutz. var. *distans* et var. *alpigena* Grun. («очень часто — в массе»), *M. italica subsp. subarctica* O. Mull, («часто»), *Diatoma hiemale* var. *mesodon* (Ehr.) Grun. («часто»), *Eunotia papilio* (Grun.) Hust (до «нередко»), *Navicula kotschyi* var. *robusta* Hust. (до «нередко»), *N. pseudoscutiformis* Hust; (до «нередко»), *Pinnularia lata* (Breb.) W. Sm. («часто») и др. Все это подтверждает данные спорово-пыльцевого анализа об изменении климатических условий в сторону существенного похолодания во времени накопления верхних горизонтов толщи «синих глин».

Возраст «синих глин». Отличия в спорово-пыльцевых спектрах равных горизонтов «синих глин» несомненно свидетельствуют об их разновозрастности. Присутствие в нижних горизонтах толщи хотя бы единичной пыльцы некоторых экзотических видов, характерных для растительности плиоцена Камчатки, дает возможность относить эти осадки к самому началу четвертичной системы (по принятой в СССР стратиграфической шкале). Вопрос о верхнеплиоценовых отложениях и плиоценплейстоценовой границе на Камчатке не получил до настоящего времени однозначного решения, несмотря на то, что третичные разрезы Камчатки рассматриваются как эталонные для Дальнего Востока. В унифицированных стратиграфических схемах, принятых на Охинском совещании в 1959 г., к верхнему плиоцену отнесена эрмановская свита Западной Камчатки. Однако, согласно данным В. В. Меннера и В. Н. Куликовой (1961), к верхнему плиоцену следует относить содержащие тепловодную фауну моллюсков морские энемтенские слои, залегающие несогласно на эрмановской свите, близ устья р. Хейсливям. В докладе на Сахалинском совещании весной 1966 г. В. Н. Синельникова (Куликова) понизила возраст энемтенской свиты до среднего плиоцена.

А. Р. Гептнером (Гептнер и др., 1966) эрмановская и энемтенская свиты отнесены к эоплейстоцену или по принятой шкале эрмановская свита — к верхнему плиоцену, а энемтенская — к раннему антропогену. Он выделил также континентальные аналоги энемтенской свиты близ устья Тигиля и в долине Кульки.

Таким образом, возраст энемтенской свиты определяется разными исследователями весьма различно — от среднего плиоцена до нижнего плейстоцена.

Наиболее определенно верхнеплиоценовые отложения выделены на Северной Камчатке Е. М. Малаевой (1965), где к ним отнесена хорошо палеоботанически охарактеризованная толща вулканогенно-осадочных образований, залегающая несогласно на эрмановской свите. Палеоботанические данные дают возможность Е. М. Малаевой считать, что в конце плиоцена на Северной Камчатке широко развивались хвойно-широколиственные леса. Естественно полагать, что они существовали и в Центральной Камчатской депрессии, располагавшейся почти на 5° южнее, причем здесь растительность, по-видимому, была еще богаче. Смена

хвойно-широколиственных лесов конца плиоцена хвойными лесами с небольшой примесью пихты и единичных представителей широколиственных во время формирования нижних горизонтов «синих глин» отражает следующий этап развития растительности Камчатки. Существенное похолодание привело к почти полному вымиранию экзотических растений, оставшихся в виде единичных экземпляров, и формированию растительности современного облика в некоторых образцах пыльцы широколиственных растений вообще нет и в этом случае восстановленная растительность отличается от современной лишь присутствием пихты и сосен. Все это дает возможность относить отложения нижних горизонтов «синих глин» к раннему плейстоцену. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений хорошо сопоставляются со спектрами, полученными Л. А. Скиба (Гептенер и др., 1966) из отложений в долине Кульки на Западной Камчатке и также отнесенными авторами к верхам эоплейстоцена или нижнему плейстоцену общепринятой шкалы. От спектров «синих глин» они отличаются только несколько повышенным процентным содержанием пыльцы древесных, а также присутствием пыльцы таких пород, как *Tsuga*, *Tilia*, которых в разрезе депрессии нет.

Сопоставление нижних горизонтов «синих глин» с морскими энемтенскими отложениями затруднено, так как слои, содержащие фауну, не охарактеризованы палеоботанически. Однако, возможно, что отложения в долине р. Кульки, стратиграфическое положение которых не вполне ясно, так как не вскрыта их подошва, не являются континентальными аналогами энемтенских отложений. В стсм случае к верхнему плиоцену можно, следуя В. В. Меннеру, отнести морские энемтенские слои у Энемтенских овал и вулканогенно-осадочные отложения, палеоботанически охарактеризованные Е. М. Малаевой на Северной Камчатке. Отложения нижних горизонтов «синих глин» и долины р. Кульки соответствуют более позднему этапу осадконакопления и относятся к раннему плейстоцену.

Флора нижних горизонтов «синих глин» отличается от ниппоно-кордильерской флоры Северо-Востока СССР (Васьковский, 1959; Баскович, 1959) несколько обедненным составом экзотических хвойных и широколиственных пород (в спектрах «синих глин» нет пыльцы *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Rhus*, *Pex*, *Tilia*), меньшим процентным содержанием в спектрах пыльцы древесных, а также небольшим количеством спор *Sphagnales*.

«Синие глины» верхних по течению яров — более молодые. Спорово-пыльцевые спектры фиксируют похолодание, приведшее не только к полному вымиранию всех представителей американо-евразийских родов (*Carpinus*, *Ulmus*, *Corylus*), но и к почти полной ликвидации ельников. Климатические условия более суровые, чем современные, вполне сопоставимы с условиями эпох оледенений. Эти отложения мы относим ко второй половине раннего плейстоцена (Q^2_1). Таким образом, переход от еще достаточно теплых и влажных условий

начала четвертичного периода к дальнейшему похолоданию произошел внутри единой толщи «синих глин». Следует подчеркнуть, что в нижнеплейстоценовых осадках нами не встречено ледниковых фаций, несмотря на весьма холодные климатические условия второй половины этой эпохи.

Верхние горизонты толщи «синих глин» накапливались, видимо, синхронно с платоэффузивами вулканических районов Камчатки. Существенное похолодание для времени накопления последних было установлено на Северной Камчатке Е. М. Малаевой (1965) по опорочпыльцевым спектрам.

ТОЛЩА «КОСОСЛОИСТЫХ ПЕСКОВ» ($Q_1^2 - G_2^1$)

Общая характеристика. Во всех описанных разрезах на толще «синих глин» залегает мощная толща лесков (III горизонт С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского). Эти пески ложатся на глины с четко выраженным размывом амплитудой до 2 м. В основании песков встречаются стволы и ветви деревьев, часто имеющие вид захороненных заломов. Стволы деревьев длиной до 4 — 5 м, диаметр стволов 5—10 см. Древесина абсолютно не разложилась, не лигнитизирована, очень плотная, весьма легкая, пилится пилой. Стволы лишены коры. Местами в основании разреза (яр Большой) в песках отмечаются линзы и линзовидные прослои торфа и легких суглинков.

Толща состоит из переслаивающихся пачек среднезернистых и мелкозернистых серых рыхлых песков с примесью алевропелитового материала. Представление о степени сортированности песков дает гранулометрический анализ образцов яра Половинки (см. рис. 8). Подчиненное положение в толще занимают пачки мелкозернистых плотных песков, крупнозернистых песков и песчано-галечного материала. Мощность пачек от десятков сантиметров до 1 — 1,5 м. В отложениях намечается четкая косая слоистость, типичная для аллювиальных отложений. Мощность косослоистых серий 20—30 см, серии редко параллельные, чаще непараллельные, сильно срезанные (в том числе и перекрестные). Слоики разнонаправленные, обычно прямолинейные, реже вогнутые, выполаживающиеся в нижней части, иногда отчетливые благодаря хорошо выраженной сортировке зерен внутри слоя, иногда менее отчетливые, так как сложены более неоднородным и несортированным материалом. Эта косая слоистость определяет общий облик отложений, вследствие чего мы назвали толщу «косослоистыми песками». В песках имеется постоянная примесь пирокластического материала в виде плохоокатанных белесоватых зерен песка и гравия. Пирокластический материал обычно не образует отдельных прослоев, а отмечается в песках в виде большей или меньшей, но существенной примеси.

Наиболее однородной является в ярах обычно средняя и нижняя часть разреза, где преобладают среднезернистые пески. Прослой и линзы гравелистых песков и песков с галькой маломощны и редки. Вверх по разрезу крупность материала возрастает, что особенно хорошо заметно в ярах Генералке, Половинке и Большом. Появляется примесь крупнозернистого песка и гравия, количество песчано-галечных прослоев увеличивается, иногда последние начинают преобладать (яр Генералка). Галька обычно мелкая и средняя, хорошо окатанная, представлена эффузивами.

Минералогический анализ четырех образцов из яра Половинки (образцы 7^{III}, 7^{I³}, 8^{II}, 8^T, рис. 15) был выполнен А. Р. Гептнером. По его данным, состав обломков песчаной размерности во всех образцах сходен: это главным образом обломки черных с шелковистым блеском сланцев; белых, кремовых полупрозрачных кварцитов; зеленых, светлых, бурых туфов, в различной степени метаморфизованных; эффузивов (редко), а также обломки плагиоклазов (свежих, прозрачных, частично, видимо, пирокластических), кварца оскольчатого, водянопрозрачного (вполне возможно также пирокластического), биотита, вулканического стекла. В образце 8^T во всех фракциях много обломков древесины темно коричневого цвета с землистым изломом. Здесь же обнаружено большое количество обломков пемзы и биотита. Кусочки пемзы чаще тонковолокнистые. Показатель преломления стекла равен 1,496 — 1,494. Распределение по фракциям обломков пемзы неравномерно во фракции 1,0 — 0,5 мм ее до 80 — 90%, во фракции 0,5 — 0,25 мм — до 58 — 60%, а во фракции 0,25 — 0,1 мм не более 10 — 20%. В этой фракции появляется значительное количество водянопрозрачного кварца. Во всех фракциях большое количество листочков биотита, часто встречается свежий плагиоклаз.

По мнению А. Р. Гептнера, плохая сортировка и необработанные обломки песчаной размерности указывают, возможно, на незначительный перенос их от источника размыва и большую скорость накопления осадка. Среди кластического материала преобладают обломки метаморфических пород (малкинской серии) и обломки верхнемеловых пород (хозгонская и ирунейская свиты) южной части Срединного хребта, Ганальского и Валагинского хребтов. Последнее обстоятельство дает возможность утверждать, что в период накопления «косослоистых песков» происходил снос материала не только с близлежащих участков горных хребтов, но и значительный перенос его вдоль оси депрессии с юга на север. Повидимому, в это время Центральная Камчатская депрессия не разделялась на Быстринскую и Камчатскую, а существовала единая водная артерия Пра-Камчатка, текущая на север и дренирующая всю депрессию.

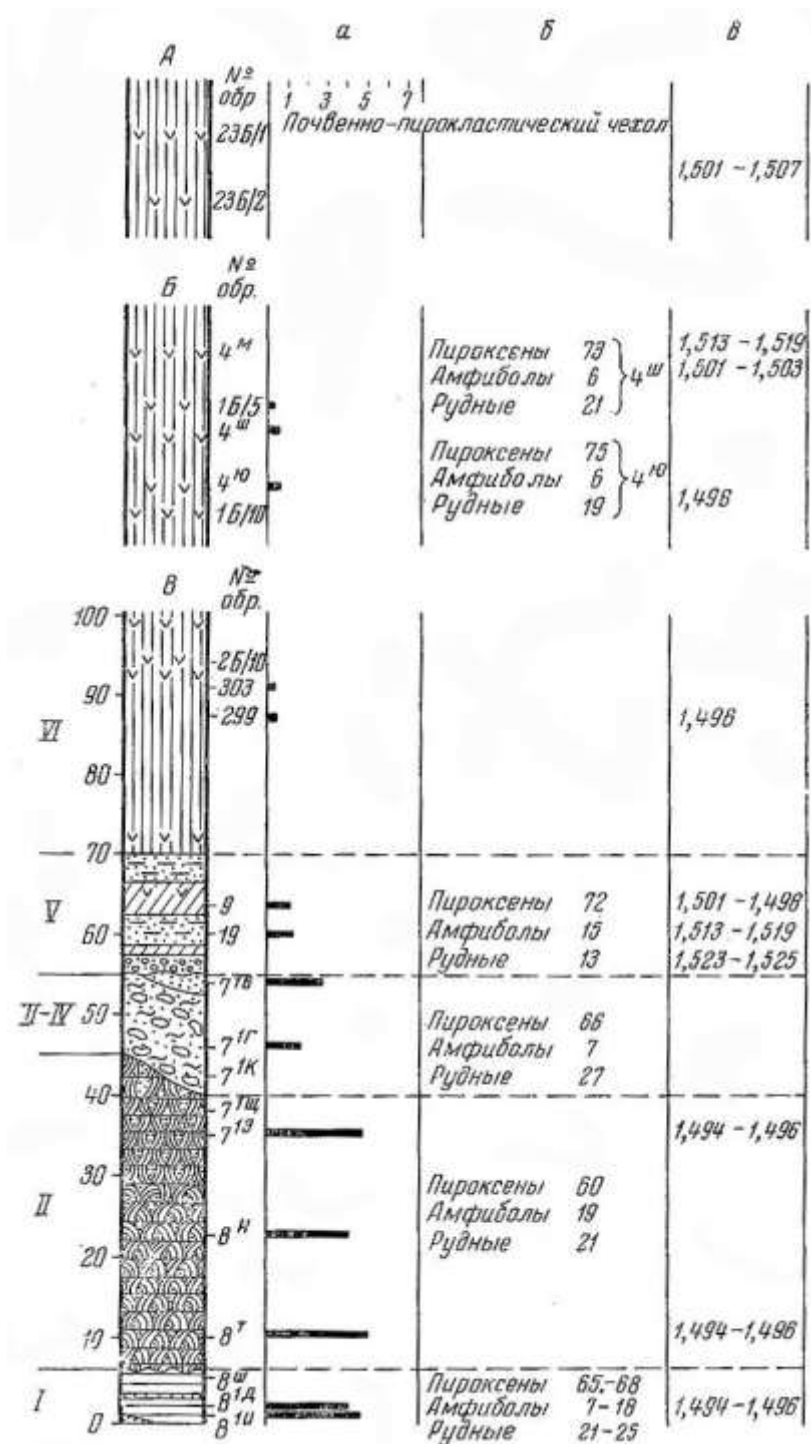


Рис. 15. Результаты минералогического анализа отложений Центральной Камчатской депрессии (по А. Р. Гептнеру)

А - современный почвенно-пирокластический чехол; Б - покровные пирокластические супеси в яре Генералке; В - разрез отложений яра Половинки; а - содержание сине-зеленой роговой обманки (% ко всей тяжелой фракции); б - общий состав тяжелой фракции, %; в - показатели преломления бесцветного вулканического стекла; I - толща озерных «синих глин»; II - толща аллювиальных «косослоистых песков»; III-IV - ледниковые и озерно-ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения; V - межледниковые аллювиальные отложения; VI - покровные отложения
Условные обозначения см. рис. 40

Своеобразной разновидностью представлены «косослоистые пески» в яре Каледече. Здесь с размывом на «синих глинах» лежат косослоистые

и перекрестнослоистые желто-светло-серые пески, состоящие из переотложенного пирокластического материала. Песок крупнозернистый с почти угловатыми зернами гравия и дресвы. У подошвы слоя встречаются линзовидные прослои и линзы с обилием стволов, ветвей и корней деревьев. Мощность этой пачки 3,5 м. Выше отмечается чередование прослоев среднезернистых серых горизонтальнослоистых песков, разнозернистых косослоистых песков с примесью пирокластики и песков с гравием и мелкой галькой. Мощность пачки 1,5 м. Выше с четким размывом залегают галечники и пески флювиогляциальной равнины первой фазы позднелестоценового оледенения.

В связи с различным размывом толщи косослоистых песков мощность ее сильно варьирует (от 5 до 40 м). Максимальная мощность отмечается в яре Половинке — 40 м (рис. 16—18).

С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский относили «косослоистые пески ко II горизонту озерных отложений депрессии. По нашему мнению, согласиться с озерным генезисом этой толщи не представляется возможным. Характер и слоистость отложений свидетельствуют об их аллювиальном происхождении и, более того, о принадлежности этих осадков к русловой фации аллювия. Эти аллювиальные осадки повышенной мощности формировались на фоне нисходящих тектонических движений депрессии; причем преобладание в разрезе русловой фации, представленной косослоистыми песками и песчано-галечными отложениями, целиком согласуется с общей закономерностью преобладания русловых фаций в разрезах аллювиальных толщ повышенной мощности (Шанцер, 1951). На большую скорость накопления толщи «косослоистых песков» на фоне нисходящих движений указывают и приведенные выше данные минералогического анализа.

Спорово-пыльцевые спектры. Спорово-пыльцевые спектры толщи «косослоистых песков» неоднородны и фиксируют смену растительных ассоциаций и климатических условий во время накопления этих отложений (см. табл. 3).

В ярах Длинном, Большом, Крутом, а также в нижних горизонтах «косослоистых песков» в ярах Половинке и Генералке получены однотипные спорово-пыльцевые спектры (см. рис. 13, 19, 20). Они характеризуются резким преобладанием спор (1 — 99, ср. 55%) над пыльцой, древесных (1 — 72, ср. 24%) и травянистых (1 — 50, ср. 20%) растений. Среди древесных доминирует пыльца *Alnus* (0 — 75, ср. 28,5%), *Betula sect. Costatae* (0 — 50, ср. 12,5%) и *B sect. Nanae* (0 — 50, ср. 10,5%). Значительный процент составляет пыльца *Larix* (0 — 67, ср. 3,5%), *Salix* (0 — 60, ср. 6,5%), *Alnaster* (0—40, ср. 8%) и *Betula sect. Albae* (0 — 21, ср. 3,5%). Встречена пыльца *Pinus subgen. Haploxyton* (0 — 25, ср. 2%).

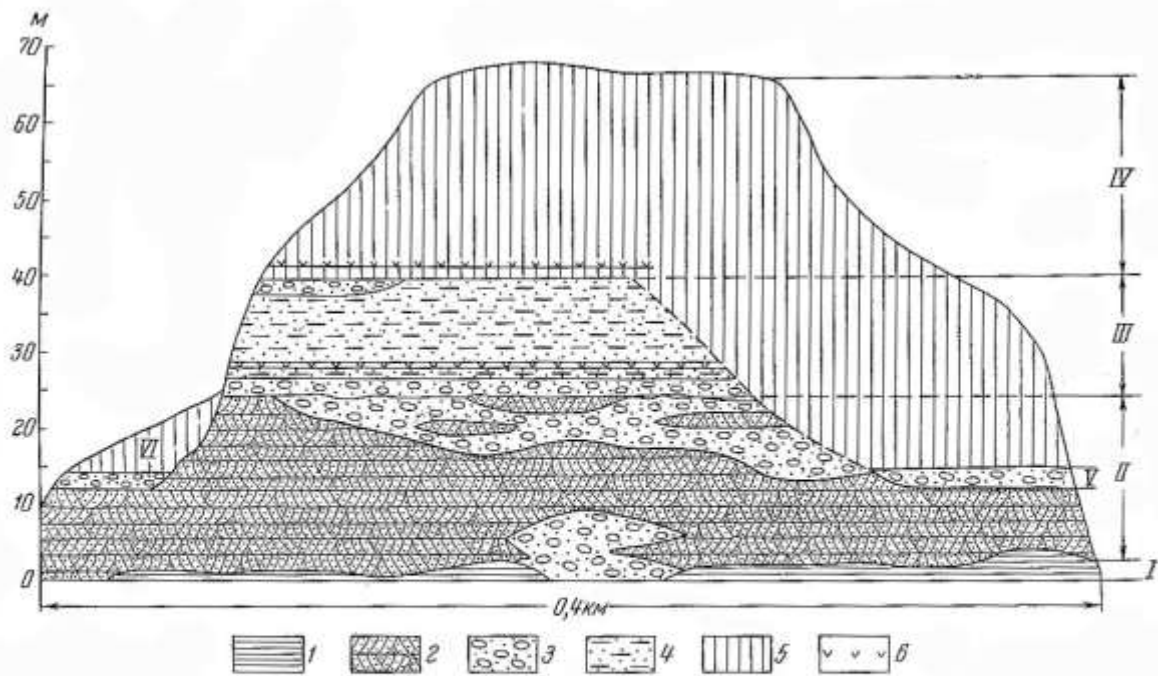


Рис. 16. Схема строения яра Генералки:

1 — тонкопересланвающиеся суглинки, супеси, пески; 2 — пески «косослойные»; 3 — галечники; 4 — пески пылеватые; 5 — покровные супеси; 6 — прослойки вулканических пеплов; I — толща озерных «синих глин» (Q_1^2); II — толща аллювиальных «косослойных песков» ($Q_1^2-Q_2^1$); III — межледниковые аллювиальные отложения погребенной террасы р. Камчатки (Q_3^1); IV — покровные супеси ($Q_3^2-Q_3^3$); V — аллювиальные галечники 15–16-метровой террасы р. Камчатки (Q_3^4); VI — делювиальные супеси (Q_4)

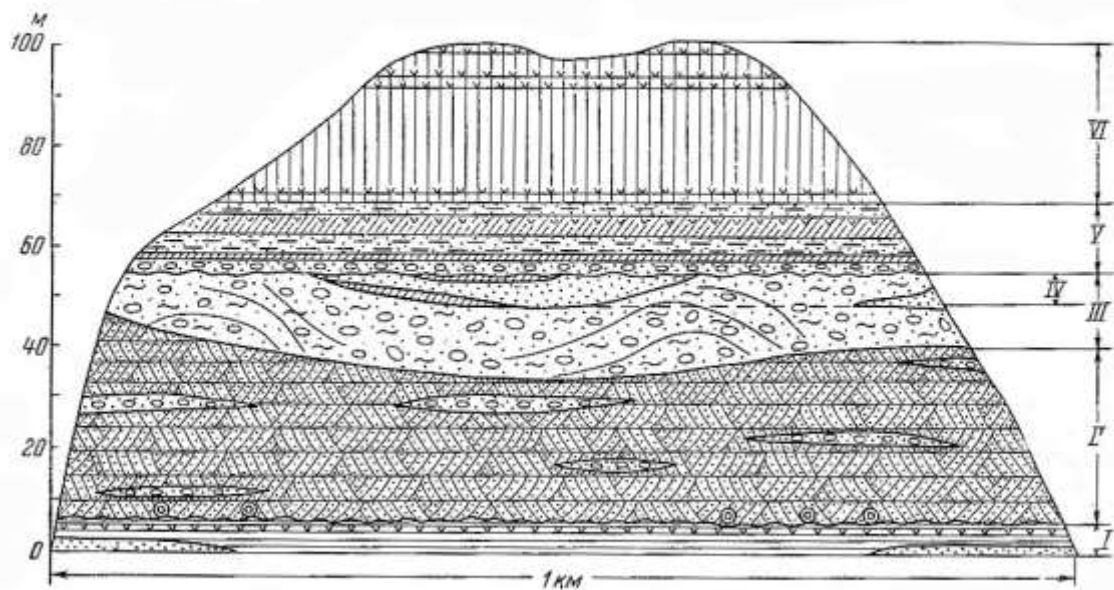


Рис. 17. Схема строения яра Половники
Условные обозначения см. рис. 8

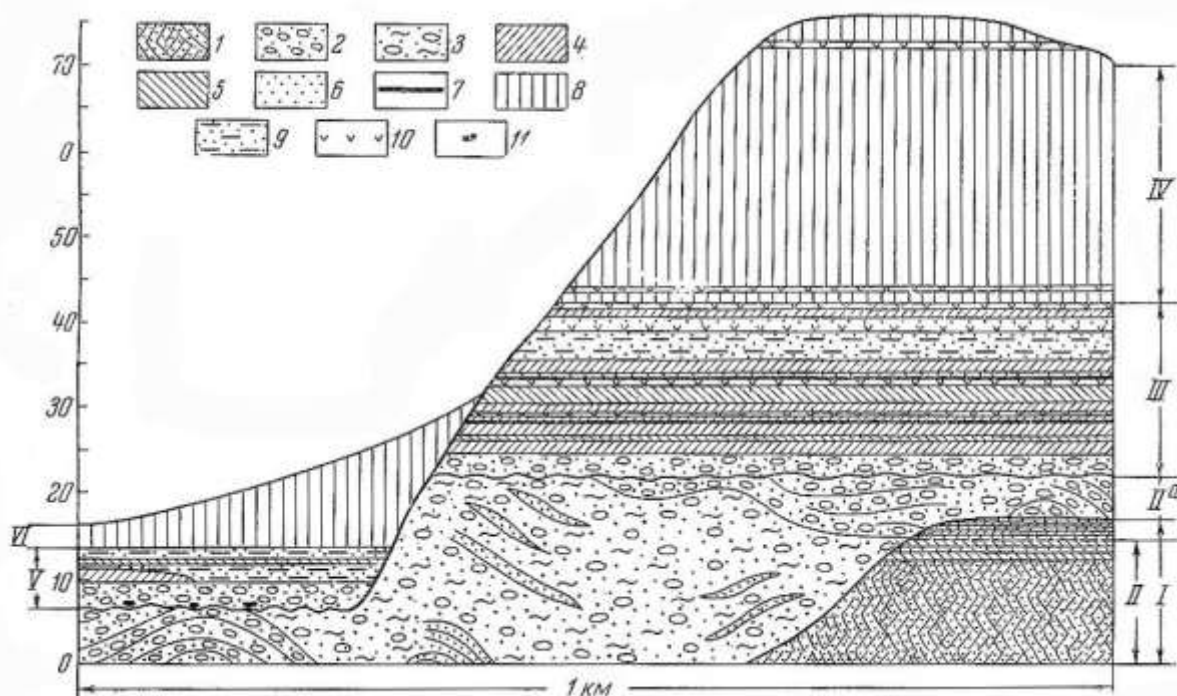


Рис. 18. Схема строения яра Крутого. К нижнему концу яра причленена 13-метровая погребенная терраса р. Камчатки

I — пески «косослоистые»; 2 — галечники; 3 — супесь с галькой и валунами — морена; 4 — суглинки; 5 — супеси; 6 — пески; 7 — торф; 8 — супесь покровные; 9 — пески пылеватые; 10 — прослой вулканических пеплов; 11 — остатки погребенной древесины; I — толща аллювиальных «косослоистых песков» ($Q_1^2 - Q_2^1$); II — морена среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2); II^a — водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2); III — межледниковые аллювиальные отложения погребенной террасы р. Камчатки (Q_3^1); IIII — покровные пирокластические супеси ($Q_3^2 - Q_3^3$); V — аллювиальные отложения 11—13-метровой террасы р. Камчатки (Q_4); VI — делювиальные супеси (Q_4)

В группе травянистых ведущее Место принадлежит, пыльце Gramineae (0 — 87, ср. 26%), Cyperaceae (0 — 90, ср. 25%) и разнотравью (0 — 50, ср. 19%); значителен процент Ericales (0 — 11, ср. 3%) и Artemisia (0 — 10, ср. 1%). Среди спор господствуют Bryales (5 — 97, ср. 52%) и Polypodiaceae (2 — 91, ср. 24%). Встречено довольно большое количество спор Sphagnales (0 — 56, ср. 7%), Lycopodiaceae (0 — 42, ср. 10%), для которых характерно богатое видовое разнообразие, а также споры Selaginella sibirica (0 — 16, ср. 1%), Botrychium и Equisetum.

Главную роль в растительном покрове в момент накопления нижних горизонтов «косослоистых песков» играли лиственный леса с примесью белой березы, кедрового стланика, ивы и ольхи, с богатым наземным покровом из разнотравья, хвощей, осок, мхов и плаунов (*Lycopodium complanatum*, *L. clavatum*, *L. annotinum*). Значительные пространства были заняты осоковыми и сфагновыми болотами с ерником, а также приречными ольшаниками.

На склонах гор росли каменные березняки, в травянистом покрове которых встречались (Представители семейств Rosaceae, Onagraceae, Gramineae, Ranunculaceae (в том числе *Thalictrum*), Geraniaceae, Polypodiaceae, Ericaceae, а также плауны (*Lycopodium annotinum*). У верхней границы леса каменные березняки сменялись зарослями кедрового и ольхового стланика. В поясе альпийских и субальпийских лугов и на участках скальных грунтов находили приют многочисленные плауны: *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *L. sitchense*, *Selaginella sibirica*.

В целом полученные спектры и характер растительности аналогичны таковым для верхней части толщи «синих глин». Отсутствие ели, наличие обширных заболоченных пространств, широкое распространение лиственничников, постоянное присутствие плаунов *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *L. pungens*, *Selaginella sibirica* — все это свидетельствует о климате более суровом, чем современный.

Совершенно иной характер спектров наблюдается в нижних горизонтах «косослоистых песков» яров Девичьего, Каледеча, а также в верхней части яров Половинки и Генералки (см. рис. 11, 21, 22, 23).

В спектрах этих отложений наблюдается по сравнению с вышеописанными сокращение процентного содержания пыльцы травянистых растений (3 — 26, ср. 13%) за счет увеличения содержания пыльцы древесных (12 — 50, ср. 26%) и спор (24 — 81, ср. 60%). В группе пыльцы древесных пород интересно появление в значительном количестве пыльцы *Picea sect. Omorica* и *Pinus subgen. Diploxylon* (0 — 2%). В остальном процентное соотношение в этой группе растений остается прежним, если не считать некоторого увеличения количества пыльцы *Pinus subgen. Haploxylon* (0 — 37, ср. 7%) и *Alnaster* (0 — 29, ср. 12%). Увеличение процентного содержания пыльцы *Pinus subgen. Haploxylon*, возможно, связано не только с расширением площади, занятой кедровым стлаником, но и с появлением других видов сосен. Однако с уверенностью разделить пыльцевые зерна этих пород не представляется возможным. Отмечается значительный процент пыльцы *Larix* (0 — 46, ср. 5,5%).

Среди травянистых растений отмечается резкое сокращение пыльцы *Suregaceae* (0 — 22, ср. 3%) и отчасти — разнотравья (0 — 85, ср. 14%) и соответственное увеличение пыльцы *Gramineae* (0 — 88, ср. 30,5%).

В группе спор доминирующее положение занимают споры *Polypodiaceae* (30 — 85, ср. 57%) при заметном уменьшении количества *Bryales* (1 — 70, ср. 32%), *Sphagnales* (1 — 45, ср. 1%). Процентное содержание спор *Lycopodiaceae* и *Selaginella* остается примерно прежним. В растительном покрове широкое развитие получали лиственничные леса, часто с примесью сосны и ели, а также еловые леса с небольшой примесью пихты и, возможно, кедра (*Pinus subgen. Haploxylon*). Все это указывает на изменение климатических условий в сторону существенного потепления по сравнению со временем накопления отложений верхних горизонтов «синих глин» и нижних горизонтов «косослоистых песков».

Верхние горизонты «косослоистых песков» в яре Большой (см. рис. 18) следует также относить, видимо, к верхней части толщи. Здесь, несмотря на отсутствие ели и сосны, четко намечается увеличение процентного содержания древесных, а среди них *Betula sect. Costatae* (до 56%) и *B. sect. Albae* (до 22%).

В «косослойстых песках» яров Генералки, Каледеча и Девичьего (см. рис. 11, 22, 23) выше горизонтов с только что описанными теплолюбивыми спектрами вновь отмечается тенденция к похолоданию, выражающаяся в выпадении из спектров пыльцы ели, пихты и сосны. Не исключено, что история развития растительности времени накопления верхних горизонтов «косослоистых песков» была сложнее только что описанной. При анализе спектров этих отложений обращает внимание резкое различие в содержании пыльцы ели в яре Генералке (до 46%), с одной стороны, и во всех остальных ярах (не превышает 9%), с другой. Не исключено, что здесь запечатлены два этапа потепления, разделенные некоторым похолоданием. Наиболее четко это прослеживается в яре Половинке, где образцы с содержанием пыльцы ели разделены интервалом глубин (16 - 36 ж), в котором пыльца ели не встречена. Возможно, в самых верхних горизонтах яра Половинки зафиксировано начало потепления, оптимум которого пришелся на время отложения песков в яре Генералке. Но ввиду недостатка имеющегося у нас материала решить однозначно этот вопрос в настоящее время нельзя. Поэтому мы пока выделяем единую эпоху потепления в верхних горизонтах «косослоистых песков».

Диатомовая флора. На содержание диатомовых водорослей из пачки «косослоистых песков» яров Половинки, Генералки, Большого, Длинного, Крутого, Девичьего и Каледеча было исследовано около 80 образцов.

Аллювиальный характер отложений отразился на количественном развитии диатомовой флоры. Около 30% исследованных образцов содержали или редкие неопределимые обломки панцирей диатомовых или единичные створки 5 - 10 видов. Особой скудостью отличается состав диатомовых из «косослоистых песков» яров Девичьего, Крутого и Каледеча (прилож. табл. 1, графы 14, 15).

В пачке косослоистых песков, вскрытой в ярах Большом, Длинном, Половинке и Генералке, обнаружены аллювиальные комплексы диатомовых двух типов: руслового и приречной зоны. Менее распространенным оказался второй тип, характеризующий пойменные и старинные условия формирования осадков. Проведенное нами сопоставление этого типа из нижних и верхних горизонтов пачки позволило отметить как общие их особенности, так и различия. К общим чертам их относится сходство систематического состава, представленного видами диатомовых, широко распространенными ныне на Камчатке. Однако качественное разнообразие комплексов приречной зоны верхних и нижних горизонтов пачки и количественные характеристики обилия их компонентов заметно отличаются.

Комплексы пойменного и старичного типа, обнаруженные в нижних горизонтах пачки в ярах Длинном, Большом, Полозинке и Генералке (см. интервалы глубин и полный систематический состав в прилож., табл. 1, графы 11, 12, 16, 18), характеризуются небогатым составом (40 - 50 таксонов в комплексе) и невысокими оценками обилия большинства форм. Категории «часто — очень часто» в отдельных образцах достигали только планктонные виды: *Melosira distans* (Ehr.) Kutz. var. *distans* et var. *alpigena* (Ehr.) Kutz., *M. italica* subsp. *subarctica* O. MuU. Подавляющее большинство форм не превышало категории обилия «редко». Часто отмечающиеся, но в незначительном количестве, среди аллювиальных молодого облика комплексов нижних горизонтов пачки «косослоистых песков» грубопанцирные представители озерно-болотной группы толщи «синих глин»: *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs forma, *Stephanodiscus astraea* (Fhr.) Grim, forma, *Eucocconeis onegensis* Wisl. et Kolbe, *Amphora ovalis* Kutz из-за худшей степени сохранности по сравнению: с остальными компонентами комплекса не могут быть с уверенностью включены в состав изопалеоценоза. Присутствие их можно объяснить или привнесом паводковыми водами из небольших остаточных озер, или размывом непосредственно подстилающих озерных отложений толщи «синих глин». Наиболее характерные виды комплексов приречной зоны из нижних горизонтов пачки «косослоистых песков» приведены в табл. 4.

Характеризуя аллювиальную диатомовую флору нижних горизонтов пачки «косослоистых песков» в климатическом отношении, следует отметить прежде всего отсутствие в ее составе южно - бореального элемента и увеличение количества аркто-бореальных форм (до 9 - 14%) по сравнению с современной аналогичной в экологическом отношении флорой диатомовых Центральной Камчатской депрессии. Эти факты, наряду с низкими оценками обилия подавляющего большинства эвритермных видов, указывают на климатические условия периода седиментации несколько менее благоприятные, чем в настоящее время.

Обнаруженные в осадках верхней половины толщи «косослоистых песков» (см. прилож. табл. 1, графы 13—15, 17, 19), как пойменные, так и старичного типа комплексы, отличаются заметным разнообразием форм диатомовых и более высокой их численностью по сравнению с аналогичными по экологии комплексами из нижних горизонтов. Состав комплекса характерных и доминирующих видов из отложений верхней половины толщи приведен в табл. 4.

Преобладание в количественном отношении широко распространенных эвритермных видов, субдоминирующее положение в составе флоры северо-бореальных, присутствие умеренно теплолюбивых (из которых наиболее распространенными и обильными в рассматриваемой части толщи являются *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *astraea* et var. *intermedius* Fricke), единичные представители арктической зоны - все это, по нашему мнению, является подтверждением палинологических данных о существовании более мягких климатических

условий во время формирования верхней половины толщи «косослоистых песков» по сравнению с ее нижними горизонтами.

Возраст «косослоистых песков». Таким образом, по данным споровопыльцевого и диатомового анализов, которые хорошо согласуются, климатические условия времени формирования нижней части толщи «косослоистых песков» были суровее современных. Они очень сходны с таковыми для верхней части толщи «синих глин», вследствие чего мы датируем эти осадки также второй половиной раннего плейстоцена (Q_2^1). Верхнюю часть толщи «косослоистых песков», для времени накопления которой, по данным как спорово-пыльцевого, так и диатомового анализов, отмечается существенное потепление, мы относим к первой половине среднего плейстоцена (Q_2^1). По флористическому составу спорово-пыльцевых спектров и характеру растительности они очень сходны с нижними горизонтами терригенно-осадочной толщи, изученной Е. М. Малаевой (1965) на северной Камчатке, относимой ею к среднеплейстоценовому межледниковью.

Л. И. Лапшиным в 1963 г. в «косослоистых песках» яра Большого были обнаружены часть черепа и обломки рога, принадлежащего, по заключению А. П. Васьковского (1966), широколобому лосю, причем тому его варианту (*Alces latifrons postremus* Flerov et Wen gen h.), возраст которого определен Б. С. Русановым и Э. А. Вангенгейм на Алдане как среднечетвертичный. Таким образом, нахождение, хотя и единичное, костей среднеплейстоценовых млекопитающих в толще «косослоистых песков» хорошо согласуется с климатостратиграфическими данными о среднеплейстоценовом возрасте этих осадков.

Диатомовая флора из рыхлых отложений центральной камчатской депрессии

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Характер диатомовой флоры
Горшечен	Ярус	Q ₄	Аллювиальные отложения низкой (1,5—2 м) и высокой (3,5—4 м) поймы, низких террас р. Камчатка (5, 6, 7, 8, 9—13 м) и привязанных к ним наземных дельт притоков—галечники, пески, супеси, суглинки. Торфяники с прослойками вулканических гнейсов	Умеренно теплолюбивая аллювиальная флора. Доминируют широко распространенные в современных пресных водоемах Камчатки эвритермные виды в основном бореальной и северо-бореальной зон, среди холодолюбивых преобладают северо-альпийские. Аркто-бореальные составляют 3—8% (от общего состава форм). Арктические не обнаружены. Южно-бореальные спорядиены и в небольшом количестве (средн. 1,5%). Доминирующие и характерные: <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz., <i>M. granulata</i> (Ehr.) Kütz., <i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz., var. <i>italica</i> et var. <i>valida</i> (Grun.) Hust., <i>M. varians</i> Ag., <i>Stephanodiscus astraea</i> var. <i>minutus</i> (Kütz.) Grun., <i>Meridion circulare</i> Ag. var. <i>circulare</i> et var. <i>constricta</i> (Ehr.) V. H., <i>Diatoma niemale</i> (Lyngb.) Heib var. <i>hiemale</i> et var. <i>mesodon</i> (Ehr.) Grun., <i>Fragilaria constricta</i> (Ehr.) Grun., var. <i>constricta</i> et var. <i>binodis</i> (Ehr.) Grun., <i>F. leptostauron</i> (Ehr.) Hust., <i>F. pinnata</i> Ehr., <i>Ceratoneis acus</i> (Ehr.) Kütz., var. <i>acus</i> et var. <i>amphioxys</i> (Rabenh.) Brun., <i>Synedra uina</i> (Nitzsch) Ehr., <i>Eunotia praerupta</i> Ehr., var. <i>praerupta</i> et var. <i>bideus</i> (W. Sm.) Grun., <i>Cocconeis placentula</i> Ehr., <i>Diplois elliptica</i> (Kütz.) Cl., <i>Stauroneis phoenicenteron</i> Ehr., <i>Navicula diocephala</i> (Ehr.) W. Sm., <i>N. menisculus</i> Schum., <i>N. mutica</i> Kütz., <i>N. reinhardtii</i> (Grun.) Cl., <i>Pinnularia borealis</i> Ehr., <i>P. gibba</i> Ehr., <i>P. mesolepta</i> (Ehr.) W. Sm., <i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cl., var. <i>microstauron</i> et var. <i>ambigua</i> Meist., <i>P. viridis</i> (Nitzsch) Ehr., var. <i>viridis</i> et var. <i>fallax</i> Cl. et var. <i>intermedia</i> Cl., <i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerst.) Cl., <i>Caloneis silicula</i> (Ehr.) Cl., <i>Amphora ovalis</i> Kütz., var. <i>ovalis</i> et var. <i>gracilis</i> Ehr. et var. <i>pediculus</i> Kütz., <i>Cymbella cistula</i> (Hemp.) Grun., <i>C. cuspidata</i> Kütz., <i>C. stuxbergii</i> var. <i>intermedia</i> Meist., <i>C. ventricosa</i> Kütz., <i>Didymoplenia geminata</i> (Lyngb.) M. Schmidt, <i>Gomphonema acuminatum</i> var. <i>coronatum</i> (Ehr.) W. Sm., <i>G. angustatum</i> (Kütz.) Rabenh., <i>Epithemia turgida</i> (Ehr.) Kütz., <i>E. zebra</i> (Ehr.) Kütz., <i>Rhopalodia gibba</i> var. <i>ventricosa</i> (Ehr.) Grun., <i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun., <i>Cumatopleura solea</i> (Bréb.) W. Sm., <i>Surirella ovata</i> Kütz.
Плещистоец	Верхняя	Q ₃	Флювиогляциальные пески и галечники II фазы позднелейстоценового оледенения и галечники 13—16-метровой террасы р. Камчатка	Умеренно холодолюбивая аллювиальная флора. Доминирующее положение северо-бореальных и северо-альпийских видов. Аркто-бореальные—единицы (8—10% от общего состава форм). Эвритермные в незначительном количестве. Характерный комплекс: <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz., <i>M. granulata</i> (Ehr.) Kütz., <i>Cyclotella bodanica</i> Eulazst., <i>Stephanodiscus astraea</i> var. <i>intermedius</i> Fricke, <i>Meridion circulare</i> Ag., <i>Diatoma niemale</i> (Lyngb.) Heib., var. <i>hiemale</i> et var. <i>mesodon</i> (Ehr.) Grun., <i>Fragilaria pinnata</i> Ehr., <i>Cocconeis placentula</i> var. <i>Kütz.</i> , <i>Eunotia praerupta</i> Ehr., var. <i>praerupta</i> et var. <i>bideus</i> (W. Sm.) Grun., <i>Cocconeis placentula</i> var. <i>egyptia</i> (Ehr.) Cl., <i>Diplois ovalis</i> (Hitze) Cl., <i>Stauroneis phoenicenteron</i> Ehr., <i>Navicula mutica</i> Kütz., <i>Pinnularia alpina</i> W. Sm., <i>P. borealis</i> Ehr., <i>P. viridis</i> var. <i>fallax</i> Cl. et var. <i>intermedia</i> Cl., <i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerst.) Cl., <i>Caloneis silicula</i> (Ehr.) Cl., <i>Amphora ovalis</i> Kütz., var. <i>ovalis</i> et var. <i>gracilis</i> Ehr., <i>Cymbella aspera</i> (Ehr.) Cl., <i>C. ventricosa</i> Kütz., <i>Gomphonema acuminatum</i> var. <i>coronatum</i> (Ehr.) W. Sm., <i>G. longiceps</i> Ehr., <i>Epithemia zebra</i> var. <i>saxonica</i> (Kütz.) Grun., <i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll., var. <i>gibba</i> et var. <i>ventricosa</i> (Ehr.) Grun., <i>R. musculus</i> (Kütz.) O. Müll., <i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun., var. <i>amphioxys</i> et var. <i>major</i> Grun.

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Характер диатомовой флоры
Плейстоцен	Верхний	Q ₃ ⁴	Морены II фазы позднеледникового оледенения: галечно-щебнистые супеси и суглинки	Бедная в качественном и количественном отношении умеренно холодолубивая аллювиальная флора. Доминируют северо-бореальные и северо-альпийские виды. Аркто-бореальные 5—10% (от общего состава форм). Зеритермы в незначительном количестве. Наиболее характерны: <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz., <i>Cyclotella bodanica</i> Eulenz., <i>Meridion circulare</i> Ag., <i>Diatoma hiemale</i> (Lyngb.) Heib. var. <i>hiemale</i> et var. <i>mesodon</i> (Ehr.) Grun., <i>Ceratoneis acuta</i> (Ehr.) Kütz., <i>Eurotia praerupta</i> Ehr. var. <i>praerupta</i> et var. <i>bidens</i> (W. Sm.) Grun., <i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl., <i>Stauroneis phoenicenteron</i> Ehr., <i>N. semen</i> Ehr., <i>P. alpina</i> W. Sm., <i>P. borealis</i> Ehr., <i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerst.) Cl., <i>Caloneis sillicula</i> (Ehr.) Cl., <i>Amphora ovalis</i> Kütz. var. <i>ovalis</i> et var. <i>gracilis</i> Ehr., <i>Epithemia zebra</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>zebra</i> et var. <i>porcellus</i> (Kütz.) Grun., <i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll., <i>R. musculus</i> (Kütz.) O. Müll., <i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.
		Q ₃ ⁵	Флювиогляциальные отложения I фазы позднеледникового оледенения: пески, суглистые супеси и галечники; галечники и пески 20-метровой террасы р. Камчатка	Богатая, умеренно теплолюбивая аллювиальная флора. Доминируют эвритермные широкого географического распространения и северо-бореальные виды. Аркто-бореальных—5—8%, южно-бореальных—1,5%. Арктические единицы и спорадически. Характерные и доминирующие: <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>distans</i> et var. <i>alpigena</i> Grun., <i>M. granulata</i> (Ehr.) Ralfs, <i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz., <i>M. scabra</i> Østr., <i>M. varians</i> Ag., <i>Cyclotella bodanica</i> Eulenz., <i>Staphanodiscus astraea</i> (Ehr.) Grun. var. <i>astraea</i> et var. <i>minutulus</i> (Kütz.) Grun., <i>Meridion circulare</i> Ag. var. <i>circulare</i> et var. <i>constricta</i> (Ralfs) V. H., <i>Fragilaria virescens</i> Ralfs, <i>Synedra ulna</i> (Nitzsch) Ehr., <i>Eurotia praerupta</i> Ehr. var. <i>praerupta</i> et var. <i>bidens</i> (W. Sm.) Grun. et var. <i>laticeps</i> Grun., <i>Cocconeis p. acutula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cl., <i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kütz.) Grun., <i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cl., <i>D. pseudoovalis</i> Hust., <i>Anomooneis sphaerophora</i> (Kütz.) Pfütz., <i>Stauroneis acuta</i> W. Sm., <i>S. phoenicenteron</i> Ehr., <i>Navicula dicephala</i> (Ehr.) W. Sm., <i>N. mutica</i> Kütz., <i>N. oblonga</i> Kütz., <i>N. radiosa</i> Kütz., <i>N. semen</i> Ehr., <i>Pinnularia acrophaeria</i> Bréb., <i>P. alpina</i> W. Sm., <i>P. borealis</i> Ehr., <i>P. gibba</i> Ehr., <i>P. isostauron</i> Grun., <i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cl., <i>P. viridis</i> (Nitzsch) Ehr., <i>Caloneis sillicula</i> (Ehr.) Cl., <i>Amphora ovalis</i> Kütz., <i>Cymbella cymbiformis</i> (Ag.) Kütz.) V. H., <i>C. gracilis</i> (Rabenh.) Cl., <i>C. heteropleura</i> var. <i>minor</i> Cl., <i>C. turgida</i> (Greg.) Cl., <i>C. ventricosa</i> Kütz., <i>Gomphonema angustatum</i> var. <i>undulatum</i> Grun. et var. <i>capitatum</i> (Ehr.) Cl., <i>G. longicoepz</i> Ehr., <i>Epithemia sorex</i> Kütz., <i>E. turgida</i> (Ehr.) Kütz., <i>E. zebra</i> (Ehr.) Kütz., <i>Rhopalodia musculus</i> (Kütz.) O. Müll., <i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun., <i>Nitzschia dentacula</i> Grun.
Плейстоцен	Средний	Q ₂ ¹	Междунниковые аллювиальные отложения выветривших (70, 40 м) погрешных террас р. Камчатка: галечники, пески, супеси, суглинки, торф, мощные прослои кислых вулканических пеллов	Умеренно теплолюбивая аллювиальная флора. Преобладают эвритермные, северо-бореальные, северо-альпийские виды. Аркто-бореальные 5—8% (от общего состава флоры). Арктические и южно-бореальные единицы в спорадически. Характерные и доминирующие: <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>distans</i> et var. <i>alpigena</i> (Ehr.) Bethge, <i>M. italica</i> subsp. <i>subarctica</i> O. Müll., <i>M. varians</i> Ag., <i>Staphanodiscus astraea</i> (Ehr.) Grun. var. <i>astraea</i> et var. <i>intermedius</i> Fricke, <i>Tetracyclus lacustris</i> Ralfs, <i>Meridion circulare</i> var. <i>constricta</i> (Ralfs) V. H., <i>Diatoma hiemale</i> (Lyngb.) Heib. var. <i>hiemale</i> et var. <i>mesodon</i> (Ehr.) Grun., <i>Fragilaria virescens</i> Ralfs,
		Q ₂ ²	«Мореноподобная» толща—ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения; валуно-галечная супесь с линзами флювиогляциальных и ледниково-озерных осадков—песков, супесей, суглинков	Умеренно теплолюбивая аллювиальная флора. Преобладают эвритермные, северо-бореальные, северо-альпийские виды. Аркто-бореальные 5—8% (от общего состава флоры). Арктические и южно-бореальные единицы в спорадически. Характерные и доминирующие: <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz. var. <i>distans</i> et var. <i>alpigena</i> (Ehr.) Bethge, <i>M. italica</i> subsp. <i>subarctica</i> O. Müll., <i>M. varians</i> Ag., <i>Staphanodiscus astraea</i> (Ehr.) Grun. var. <i>astraea</i> et var. <i>intermedius</i> Fricke, <i>Tetracyclus lacustris</i> Ralfs, <i>Meridion circulare</i> var. <i>constricta</i> (Ralfs) V. H., <i>Diatoma hiemale</i> (Lyngb.) Heib. var. <i>hiemale</i> et var. <i>mesodon</i> (Ehr.) Grun., <i>Fragilaria virescens</i> Ralfs,

Ceratoneis arcus (Ehr.) Kütz., *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr., *Eunotia faba* (Ehr.) Grun., *E. fallax* A. Cl., *E. rugulata* Ehr. var. *praerupta* et var. *bidens* (W. Sm.) Grun. et var. *musciicola* Boye P., *E. valida* Hust., *Phocospentia curvata* (Kütz.) Grun., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T., *Staurolepis phoenicenteron* Ehr., *Navicula amphibolia* Cl., *N. bacillum* Ehr., *N. lacustris* Greg., *N. meniscus* var. *meniscus* (Schum.) Hust., *N. protracta* Grun., *N. pseudobacillata* Hust., *N. radiosa* Kütz., *N. reinhardtii* (Grun.) Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. isostauron* Grun., *P. microstauron* var. *brebissonii* f. *linearis* O. Müll., *P. aff. subcapitata* Greg., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Caloneis bacillum* (Grun.) Mer., *C. silicula* (Ehr.) Cl. var. *silicula* et var. *ventricosa* (Ehr.) Donk., *Amphora ovalis* var. *gracilis* Ehr. et var. *llycea* Ehr., *Cymbella cymbiformis* (Ag.) Kütz. V. H., *Cymbella turgida* (Greg.) Cl., *Didympentia geminata* (Lyngb.) M. Schmidt, *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *Epithemia zebra* (Ehr.) Kütz. var. *zebra* et var. *porcellus* (Kütz.) Grun., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll., *R. musculus* (Kütz.) O. Müll., *R. parallela* (Grun.) O. Müll., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Nitzschia angustata* (W. Sm.) Grun., *Cymatopleura elliptica* (Breb.) W. Sm., *C. solea* (Breb.) W. Sm., *Surirella ovata* var. *pinnata* (W. Sm.) Hust., *S. turgida* W. Sm.

Качественно и количественно богатая флора олиготрофного типа. Преобладают представители северных и горных водоемов. Аркто-бореальные до 14%. Южно-бореальные отсутствуют. Характерные и доминирующие: *Melosira distans* (Ehr.) Kütz. var. *distans* et var. *alpigena* (Ehr.) Kütz., *M. italica* subsp. *subarctica* O. Müll., *M. scabra* Ostr., *Cyclotella kisselevii* Korotk., *Stephanodiscus astraea* var. *intermedius* Fricke, *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *T. lacustris* Ralfs., *Tabellaria fenestra* a (Lyngb.) Kütz., *Meridion circulare* var. *constricta* (Ralfs) V. H., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kütz., *Eunotia diodon* Ehr., *E. faba* (Ehr.) Grun., *E. praerupta* Ehr., *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cl., *Diatomella bolivariana* Grév., *Navicula amphibolia* Cl., *N. kotschyi* var. *robusta* Hust., *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Cymbella gracilis* (Rabenh.) Cl., *C. turgida* (Greg.) Cl., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

Умеренно теплолюбивая озерная флора. Качественное преобладание широко распространенных ныне эври-термных, бореальных и северо-бореальных видов, Южно-бореальные 1—5% (от общего состава), спорадически, с оценками единично. Северо-альпийские в значительном количестве, часто субдоминируют. Аркто-бореальные—6—9% (от общего состава) с несколькими оценками обилия. Реликты ледника—1,5%. Формы с морфологическими отклонениями (реликты?) —1,8%. Характерные и доминирующие: *Melosira distans* (Ehr.) Kütz. var. *distans* et var. *alpigena* Grun., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs var. *granulata* et forma, *M. italica* (Ehr.) Kütz. var. *italica* et subsp. *subarctica* O. Müll., *M. praedistans* Jousé, *M. praeislandica* Jousé, *M. varians* Ag., *Cyclotella kisselevii* Korotk., *C. kuetzingiana* Thw., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *astraea* et var. *intermedius* Fricke et var. *minutus* (Kütz.) Grun. et forma, *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *T. lacustris* Ralfs, *Tabellaria fenestra* (Lyngb.) Kütz., *Meridion circulare* Ag., *Orephora martyi* Herib., *Cocconeis placentula* Ehr. var. *placentula* et var. *euglypta* Ehr. et forma, *Eucocconeis oregonensis* Wist. et Koilze, *Actinantes aff.*, *calear* Cl., *A. oest-rupii* (A. Cl.) Hust., *A. pergallof* Brun et Herib., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *D. elliptica* (Kütz.) Cl. var. *elliptica* et var. *ladogensis* Cl., *Navicula costulata* Grun., *N. pseudocylindrica* Hust., *N. gastrum* var. *signata* Hust., *N. radiosa* Kütz., *N. reinhardtii* (Grun.) Cl., *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr. var. *viridis* et var. *fallax* Cl., *Caloneis silicula* (Ehr.) Cl. var. *silicula* et var. *ventricosa* (Ehr.) Donk. et aff. var. *baicalensis* Skv., *Amphora ovalis* Kütz., *Cymbella stuxbergii* Cl. var. *stuxbergii* et var. *intermedia* Wist., *Gomphonema acuminatum* (Ehr.) W. Sm., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *E. zebra* (Ehr.) Kütz. var. *zebra* et var. *porcellus* (Kütz.) Grun., *Nitzschia angustata* (W. Sm.) Grun., *N. denticula* Grun., *N. tryblionella* Hantzsch, *Cymatopleura elliptica* (Breb.) W. Sm., *Surirella turgida* W. Sm. et forma, *Campylo-discus noricus* var. *hibernicus* (Ehr.) Grun.

Средняя	Q ₂		Верхний горизонт
			Нижний горизонт
Нижняя	Q ₁	Толща «синих глин»: озерные тошкорефлювационные гиллы и снежно-серые суглинки, супесь, тошко- и мелкозернистые пески с редкими лентами галечников и торфов, диатомиты. В отложениях маломощные прослои кислых вулканических пеплов	Верхний горизонт
	Q ₁		Нижний горизонт

«МОРЕНОПОДОБНАЯ» ТОЛЩА ВАЛУННЫХ СУПЕСЕЙ (Q₂²)

Общая характеристика. На неровную поверхность «косослоистых песков» ложится своеобразная толща валунных супесей, которую мы назвали «мореноподобной». Эта толща имеется не во всех ярах. Она сохранилась лишь в разрезах яров Половинки, Крутого, Девичьего и Среднего, в остальных ярах осадки этой толщи оказались размытыми. Повсеместно отложения ее залегают на неровной поверхности «косослоистых песков». Высота подошвы над урезом Камчатки колеблется от 40 м в яре Половинке до 15 ж в яре Девичьем и даже в пределах одного яра может изменяться на 10 - 12 м (см. рис. 9, 17, 18).

Рассматриваемая толща представляет собой опесчаненную коричневатую-желтую супесь (песчанистый алевропелит); во влажном состоянии у уреза иногда синеватого цвета с гравием и дресвой, составляющими до 10—30% от общего объема породы. В толще беспорядочно распределены «взвешенная» неуложенная галька и редкие валуны диаметром до 0,5 - 0,7 м. Количество гальки и валунов колеблется от 5 до 25%. Обломочный материал в основном средне и плохо окатан, однако имеется как хорошо окатанная галька, так и редкие угловатые или обитые обломки.

Петрографический состав валунов и галек довольно разнообразен:

Таблица 5

Гранулометрический состав заполнителя из мореноподобной толщи

Место взятия образца (яр)	Размер фракции, мм; содержание, %						
	> 2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
Девичий	9,75	2,95	11,15	20,80	14,40	11,35	29,60
Половинка	16,90	1,75	8,10	18,00	19,95	18,75	16,55

преобладают обломки темно-серых базальтов, имеются обломки песчаников, сланцев, а также редкие выветрелые гальки серых крупнокристаллических диоритов и гранитов. В толще отмечаются линзы плохоокатанных неяснослоистых галечников мощностью до 1 - 2 м, а также линзы пылеватых палевых тонкослоистых супесей со слойками вулканических пеплов (яры Крутой, Девичий). Иногда наблюдаются линзы и прослойки средне и крупнозернистых пылеватых песков, чередующиеся с супесями (мощность линз 2 - 3 м). Такие линзы и прослойки песков, супесей и галечников часто неправильно изогнуты внутри толщи, иногда образуют подобие антиклинальных и синклиналиных складок. Одна из таких «антиклинальных складок» длиной до 30 м и высотой до 2 м хорошо видна в цоколе 13-метровой террасы нижнего конца яра Крутого (см. рис. 17). Такие деформации в рассматриваемой толще являются, видимо, гляциодислокациями и не связанны с тектоникой, ибо нижележащие осадки «косослоистых песков» не деформированы.

Таким образом, в целом толща представляет собой несортированные монолитные валунно-галечные супеси, осложненные неправильной слоистостью заключающихся в них линз и прослоев. Характерно отсутствие сортировки заполнителя, о чем можно судить по результатам гранулометрического анализа образцов из яров Девичьего и Половинки (см. рис. 8 и табл. 5).

Мощность толщи изменяется от 15 м в ярах Половинке и Среднем до 30 м яре Девичьем.

С. П. Кушев и Ю. А. Ливеровский не выделяли эти отложения в самостоятельный горизонт. Они отнесли их к горизонту II озерных осадков (слоистые и неслоистые галечниковые и валунно-галечниковые отложения). В этом вопросе с указанными авторами никак нельзя согласиться. Эти осадки по своему характеру не только не являются озерными, но имеют все признаки типичных ледниковых отложений - отсутствие сортировки, примесь неуложенного разноокатанного материала, местами полное отсутствие слоистости, а местами очень сложная деформация слоев как результат гляциодислокаций. Линзы галечников, песков и супесей можно рассматривать как водноледниковые отложения внутри морены. Таким образом, весь комплекс осадков этой толщи мы считаем ледниковыми отложениями и относим к предпоследнему, среднеплейстоценовому, оледенению Камчатки. Аналогичным образом генезис и возраст этих отложений трактует Н. П. Куприна (1966). От ледниковых, образований позднеплейстоценового оледенения отложения «мореноподобной» толщи отделены временем формирования межледниковых осадков, на которых мы остановимся дальше.

Спорово-пыльцевые спектры и диатомовая флора. Данные спорово-пыльцевого анализа подтверждают представление о холодном климате времени накопления «мореноподобной» толщи. Результаты анализа 15 образцов из яров Девичьего, Крутого и Половинки (см., рис. 20, 21, 23) показывают резкое преобладание спор (32 - 99, ср. 62%) и травянистых растений (2 - 67, ср. 26%) над пылью древесных пород (1 - 35, ср. 13%). Среди древесных пород ведущее место принадлежит пыльце *Alnus* (10 - 37, ср. 26%), *Betula sect. Nanae* (0,38, ср. 22%), *Alnaster* (1 - 33, ср. 16%) и *Betula sect. Costatae* (0 - 19, ср. 12%). Отмечается присутствие незначительного количества пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton* (0—7, ср. 3%), *Betula sect. Albae* (0—18, ср. 4%), *Larix* (0—1, ср. 0,5%) и *Picea* (0—4, ср. 1%).

Среди травянистых преобладает пыльца *Gramineae* (1—86, ср. 52%) и *Cyperaceae* (0—95, ср. 32%), а в группе спор — *Bryales* (0—99, ср. 44%) и *Polypodiaceae* (1—94, ср. 49%). Споры *Sphagnales* (0—6, ср. 1,5%), *Lycopodiaceae* (0—6, ср. 1,5%) и *Selaginella* (0—3, ср. 1%) встречены в небольшом количестве.

Главное место в растительном покрове этого времени занимали тундрово-болотные ассоциации, представленные осоково-зеленомошными болотами и небольшими участками сфагновых болот с кустарниковой

березкой. Сохранялись небольшие участки лиственничников, каменных березняков и ольшаников, а также зарослей ольхового и кедрового стланика. Единичные пыльцевые зерна ели, встреченные в спектрах, не исключают возможности существования отдельных небольших рефугиумов этой древесной породы.

Значительно меньший процент пыльцы древесных пород в сравнении с современными спектрами и преобладание в их составе пыльцы тундрово-болотных растительных ассоциаций несомненно свидетельствуют о климате более холодном, чем современный.

Поверх валунных супесей в неровностях их кровли в яре Половинке залегают линзы слоистых отложений. Одна из таких линз, мощностью 6,5 м, сложена синими плотными горизонтальнослоистыми суглинками, и глинами, разделенными в средней части пачкой коричневых тонкозернистых пылеватых песков. Эти отложения мы считаем продуктом выполнения озер на морене. Данные спорово-пыльцевого анализа аналогичны таковым из «мореноподобной» толщи (см. рис. 21), что подтверждает представление об одновременности накопления этих отложений с ледниковыми.

Флористический состав спорово-пыльцевых спектров, и характер растительности времени накопления «мореноподобной» толщи сопоставляются с верхними горизонтами терригенно-осадочной толщи Северной Камчатки, для времени накопления которой Е. М. Малаевой (1965) также установлены весьма суровые климатические условия второй половины среднего плейстоцена.

В шести образцах из «мореноподобной» толщи яра Крутого (сборы В. П. Епишкина) Е. Г. Лупикиной обнаружен бедный комплекс диатомовых, представленный единичными плохо сохранными экземплярами следующих видов: *Melosira granulata* (Ehr.) Raifs forma, *M. praeislandica* Jouse, *Cyclotella kuetzingiana* Thw., *C. kisselevii* Korotk., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. forma, *Meridion circulare* Ag., *Eunotia faba* (Ehr.) Grun., *Diiplooneis elliptica* (Kutz). Cl., *D. interrupta* (Kiitz.) CL, *Pinnularia borealis*. Ehr., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kiitz., *Rhopalodia muscuius* (Kiitz.) O. Mull., редкие неопределимые обломки Pennales и морских Centrales. По-видимому, они иерееотложееиы из толщи «синих глин».

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ТЕРРАС р. КАМЧАТКИ (Q¹₃)

Общая характеристика. Поверх «мореноподобной» толщи валунных супесей в ярах Половинке и Крутом или непосредственно на толще «косослоистых песков» в ярах Большом и Генералке с ясным размывом залегают пачки аллювиальных отложений, которые начинаются бурыми галечниками. В разных ярах эти горизонты располагаются на различной высоте над урезом р. Камчатки, однако можно заметить их приуроченность к определенным уровням. По относительной высоте

подошвы этих галечников выделяются следующие уровни: 55 м в яре Половинке, 33 - 35 м в яре Большом и 22 - 24 м в яре Генералке (о ярах Крутом, Девичьем и Среднем будет особо сказано дальше). Такое различие высот залегания подошвы аллювиальных галечников нельзя объяснить проявлением дифференцированных новейших тектонических движений, ибо хорошо прослеживающийся почти во всех ярах одновозрастный размыв, отделяющий толщу «синих глин» от толщи «косослоистых песков», практически находится на одной и той же высоте над урезом р. Камчатки, изменяясь от 3 до 6 м. Исходя из этого, можно, достаточно уверенно считать, что возраст горизонтов аллювиальных галечников, залегающих на различной высоте над урезом Камчатки, неодинаков. Галечники, расположенные ниже, должны быть моложе. Поэтому возрастная последовательность их должна быть следующей (от древних к молодым): аллювиальные отложения яра Половинки, аллювиальные отложения яра Большого и аллювиальные отложения яра Генералки.

В сущности эти пачки аллювиальных отложений представляют собой осадки древних террас р. Камчатки, выработанных на фоне восходящих движений растущего Генеральского поднятия. Сложность заключается в том, что эти террасы в настоящее время в рельефе не выражены, так как они оказались погребены мощной толщей покровных супесей. Фиксировать эти уровни удастся только в береговых разрезах единой террасовидной равнины, сложенной сверху мощными супесями.

Отложения террас представляют сложный комплекс осадков, включающий как русловую, так и пойменную фации аллювия. Рассмотрим более подробно каждую из террас. В яре Половинке аллювиальные отложения с размывом ложатся на толщу валунных супесей или сизых суглинков, залегающих в неровностях кровли последних. Высота подошвы аллювиальных отложений 55 м над урезом (см. рис. 17). Эти отложения представлены следующими разностями (снизу вверх):

Выше залегают покровные супеси. Таким образом, в данном случае

	Мощность, м
1. Галечник бурый, слабо сцементированный разнозернистым песком. Галька хорошо и среднеокатанная, преобладающий диаметр 2—6 см, редко встречается крупная галька и валуны. Большинство галек в рубашке из ржаво-бурых окислов железа	2,0
2. Суглинки сизые, плотные	1,0
3. Пески мелкозернистые серовато-зеленые, тонко-слоистые	4,3
4. Суглинки сизые и коричневые с двумя четкими прослоями (в 0,6—0,75 и 1, 2—1,25 м от кровли) белесых алевропелитовых пеплов	4,5
5. Пески тонкозернистые, пылеватые, неяснотонкослоистые	2,0

мы имеем террасу Камчатки с высотой поверхности 69 - 70 м над урезом, высотой цоколя 55 м и мощностью аллювия 14 - 15 м. Аллювий представлен как русловой (горизонт 1), так и пойменной фациями (горизонты 2 - 5).

С пачкой аллювиальных галечно-песчаных отложений яра Половинки сопоставляются аллювиальные отложения яра Крутого. Они представлены снизу вверх (см. рис. 18).

	Мощность, м
1. Галечник, аналогичный описанному выше	2,5
2. Сизые суглинки с прослоями коричневых супесей и тонким (1 см) слоем пепла на 1,9 м выше подошвы	2,8
3. Торф	0,5
4. Суглинки коричневые	1,0
5. Вулканический мелкий и средний, белесый пемзовый песок	0,5
6. Суглинки сизые	0,7
7. Супеси коричневые с прослоями песков и суглинков	2,0
8. Вулканический пемзовый песок и мелкие обломки пемзы	0,7
9. Торф	0,3
10. Пески средне- и крупнозернистые, состоящие из переотложенного пирокластического материала с прослоем сизых суглинков	2,4
11. Пески тонкозернистые, слоистые	4,5
12. Сизые суглинки с тонким белым пеплом (10 см) близ кровли	1,5

Вопрос о положении террасового уровня в яре Крутом сложный. Высота подошвы галечников здесь 22 м, кровли аллювия - 40 м, т. е. по высоте этот уровень очень близок к уровню яра Генералки. В результате того, что «синие глины» в яре Крутом не вскрываются, а видимая мощность «косослоистых песков» невелика, мы не можем отрицать наличия в данном случае местного опускания. В этом случае здесь фиксируется просто опущенный блок более высокой террасы яра Половинки. Однозначный ответ на вопрос о сопоставлении аллювиальных отложений яра Крутого с аллювиальными пачками других яров дают данные споровопыльцевого и диатомового анализов. Они сопоставляются только с яром Половинкой и отличны от всех других более низких уровней. Следовательно, в яре Крутом мы видим тот же уровень, что и в яре Половинке, но испытавший местное опускание.

В яре Большом (рис. 24) наблюдается пачка аллювиальных отложений, которые залегают с размывом на толще «косослоистых песков» (33 м над урезом). Здесь нами описаны (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Ржаво-бурые галечники, слабо сцементированные разнозернистым песком, горизонтальнослоистые. Галька в основном мелкая и средняя, хорошо и среднеокатанная, покрыта рубашкой из окислов железа	1,5—3,0
2. Суглинок сизый с единичной мелкой галькой и прослоем мелкозернистого песка с гравием	1,2
3. Песок тонкозернистый пылеватый с тонкими прослоями среднезернистого песка; отложения неяснослоистые	1,5
4. Супесь бурая, с неясными прослоями более суглинистого материала	2,0

Выше залегают покровные супеси. В описанном разрезе горизонт 1 - русловая фация, горизонты 2 - 3 - пойменная фация, а горизонт 4 представляет переход к покровным супесям и по облику несколько

напоминает погребенный почвенно-пирокластический чехол (в нем, однако, отдельные горизонты пеплов не выражены). В том же яре местами пойменная фация представлена слоистыми и неяснослоистыми средне, мелко и тонкозернистыми песками. Таким образом, здесь мы имеем террасу Камчатки с высотой поверхности 39 - 40 м, высотой цоколя 33 м и мощностью аллювия 6 - 7 м.

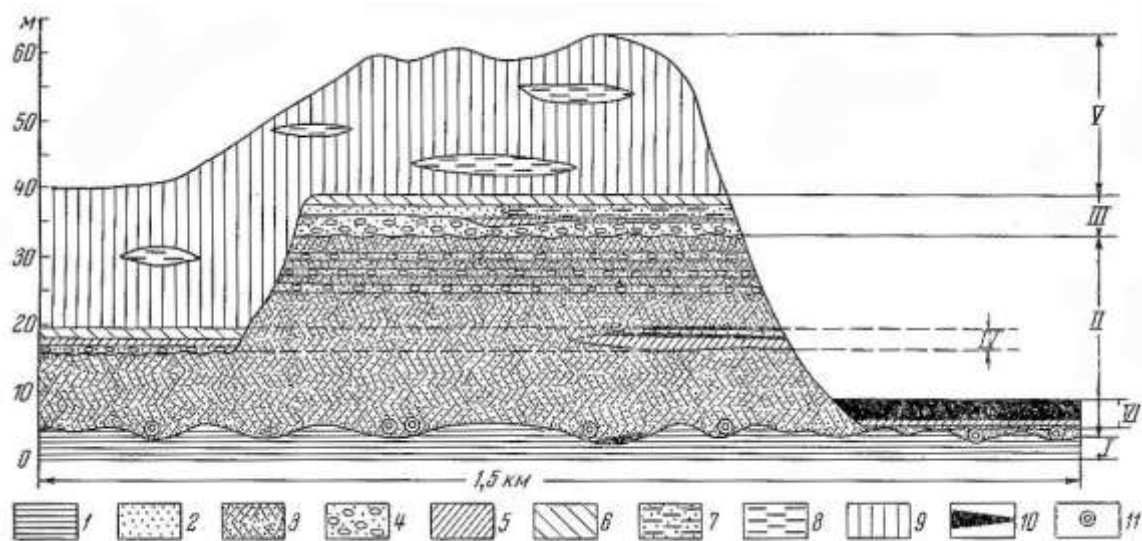


Рис. 24. Схема строения яра Большого. К нижнему и верхнему концам яра приречены соответственно 20-метровая погребенная и 9-метровая террасы р. Камчатки
 1 — тонкопереслаивающиеся суглинки, супеси, пески; 2 — пески; 3 — пески «косослоистые»; 4 — галечники; 5 — суглинки; 6 — супеси; 7 — пески пылеватые; 8 — супеси тонкослоистые; 9 — супеси покровные; 10 — торф; 11 — погребенная древесина; I — толща озерных «синих глин» (Q_1^2); II — толща аллювиальных «косослоистых песков» ($Q_1^2 - Q_2^1$); III — аллювиальные отложения погребенной террасы р. Камчатки (Q_3^1); IV — аллювиальные отложения 20-метровой террасы р. Камчатки ($Q_3^2 - Q_3^3$); V — покровные супеси ($Q_3^2 - Q_3^3$); VI — аллювиальные отложения 9-метровой террасы р. Камчатки (Q_4)

Следующая пачка аллювиальных отложений описана нами в яре Генералке (см. рис. 16). Подошва аллювиальных отложений, залегающих с размывом толщи «косослоистых песков», имеет высоту 24 м над урезом. Отложения представлены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Галечники, аналогичные описанным в ярах Половинке и Большом	2,5
2. Пески тонкозернистые и мелкозернистые, пылеватые, горизонтально-слоистые	1,5
3. Белый пемзовый вулканический песок и дресва	1,0
4. Песок, аналог слоя 2	9,0
5. Галечник, галька мелкая и средняя. Горизонт залегает в виде линзы в песках	2,0

Выше залегают покровные супеси. Обращает внимание наличие в пойменной фации мощного горизонта (до 1 м) вулканического пепла, что свидетельствует о крупных извержениях кислого пирокластического материала. В целом здесь наблюдается следующая погребенная терраса р. Камчатки с высотой поверхности 40 м, высотой цоколя 24 м и мощностью аллювия 16 м.

Своеобразно построена верхняя часть расположенных рядом яров Девичьего и Среднего (см. рис. 9). Здесь на «мореноподобной» толще на высоте 42 м над урезом р. Камчатки в первом случае и 38 м во втором залегают одинаковые мелкозернистые и тонкозернистые пески с подчиненными прослоями среднезернистых. Пески горизонтальнослоистые, мощность их не превышает 1,5 - 2 м. Они кроются пачкой коричневатобурых супесей, содержащих то более, то менее четко выраженные прослой гумусированного материала и четкий прослой белого тонкого пепла мощностью 15 см в средней части горизонта. Супеси ожелезнены пятнами неправильной формы, разводами, карманами. Эта пачка супесей очень напоминает древний почвенно-пирокластический чехол, погребенный мощной толщей залегающих выше покровных супесей. По высотам цоколя и мощности аллювия обе эти ступени близки к террасе яра Большого, однако ясно видны отличия в характере аллювия. Горизонта галечников, повсеместно фиксирующегося в террасовых уровнях всех других яров, здесь нет. Возможно, эти уровни созданы не самой Камчаткой, а ее небольшими притоками.

Таким образом, в разрезах рассматриваемого участка Генеральской возвышенности выделяются по меньшей мере три уровня древних погребенных террас Камчатки. Верхний из них (яр Половинка) хорошо отличается по высоте поверхности и цоколя, два нижних близки по высоте поверхности (39 - 40 м), но зато очень четко различаются по высоте цоколей - 33 м в яре Большом и 22 - 24 м в яре Генералке. Вопрос о возрасте этих террас решается следующим образом. Описанные уровни, несомненно, древнее флювиогляциальных равнин обеих фаз позднеплейстоценового оледенения, которые в них вложены. В то же время они моложе ледниковых («мореноподобной» толщи) отложений среднеплейстоценового оледенения, так как самая древняя из террас уже срезает поверхность этих отложений. Таким образом, формирование серии этих древних террас оказывается приуроченным ко времени, разделяющему поздне и среднеплейстоценовую ледниковые эпохи, т. е. к позднеплейстоценовому межледниковью (Q^1_3).

Спорово-пыльцевые спектры. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов целиком согласуются с результатами геоморфологических исследований. Из рассматриваемых отложений методом спорово-пыльцевого анализа было обработано 27 образцов из яров Крутого, Большого, Половинки и Генералки. Полученные данные фиксируют трехкратную смену растительного покрова и климатических условий за период накопления этих горизонтов, что особенно хорошо видно на примере яра Крутого.

Спектры нижней части аллювиальных отложений этого яра (обр. 3М⁶-340, см. рис. 20) отличаются резким преобладанием пыльцы травянистых растений (26-55, ср. 42%) и спор (39-73, ср. 55%) при почти полном отсутствии пыльцы древесных (1-6, ср. 3%). Среди последней доминирует пыльца *Betula sect. Nanae* (52-77, ср. 62%) и *Alnaster* (18-41,

ср. 29%) и в очень небольшом количестве встречены пыльцевые зерна *Betula sect. Costatae* (0-4, ср. 1%), *Alnus* (0-4, ср. 1%), *Picea* (0-17, ср. 7%). В группе травянистых господствует пыльца *Gramineae* (74-95, ср. 87%) при подчиненном положении *Сурегасеае* (0-20, ср. 5%) и разнотравья (4-11, ср. 7%). Среди спор ведущее место занимают споры *Bryales* (44-96, ср. 75%), встречены споры *Polypodiaceae* (3-22, ср. 11%), *Botrychium* (0-24, ср. 9%) и *Lycoperidaceae* (0-14, ср. 6%).

Общий характер растительности, отличающейся широким развитием открытых тундрово-болотных пространств, указывает на существование сравнительно суровых климатических условий. Этот период является непосредственным продолжением времени среднеплейстоценового оледенения, отраженного в спектрах «мореноподобной» толщи валунных супесей.

Выше этих отложений в яре Крутом залегают горизонты с иными пыльцевыми спектрами (обр. 3M^e-354). Аналогичные спектры обнаружены в аллювиальных отложениях яра Половинки (обр. 7^{1a}-7^{1д}, см. рис. 21). В них по сравнению с вышеописанными отмечается резкое увеличение пыльцы древесных пород (7-87%, ср. 43%) при одновременном сокращении спор (22-86, ср. 43%) и особенно пыльцы травянистых (7-29, ср. 16%). В группе древесных и кустарниковых растений резко возрастает процентное содержание пыльцы древесных: *Picea sect. Omorica* двух разновидностей (1-42, ср. 17%), *Alnus* (2-63, ср. 28%), *Betula sect. Costatae* (2-36, ср. 10%) . за счет уменьшения пыльцы кустарников: *Betula sect. Nanae* (2-46, ср. 9%), *Alnaster* (7-52, ср. 18%), которые доминируют в спектрах нижних аллювиальных горизонтов яра Крутого. Появляется пыльца *Larix* (0-12, ср. 3%), *Betula sect. Albae* (0-11, ср. 2%).

Среди травянистых примерно в равных количествах присутствует пыльца *Gramineae* (4-67, ср. 29%), *Сурегасеае* (0-87, ср. 34%) и разнотравья (6-80, ср. 31%). Обогащается видовой состав разнотравья, появляется чуждый флоре Камчатки элемент (*Humulus*). В группе спор доминируют *Bryales* (4-97, ср. 45%) и *Polypodiaceae* (1-82, ср. 36%). Увеличивается процентное содержание и видовое разнообразие спор *Lycoperidaceae* (2-26, ср. 10%), появляются споры *Osmunda*.

Полученные спектры указывают на господство в долине р. Камчатки еловых и елово-лиственничных лесов с богатым наземным покровом из разнотравья и зеленых мхов. Встречались небольшие участки каменных березняков и прибрежных ольшаников и ивняков. В верхних частях гор леса из каменной березы сменялись зарослями ольхового и кедрового стланика. Тундрово-болотные и луговые растительные ассоциации не были широко распространены, и занимаемые ими раньше площади резко сократились.

Более широкое, чем в настоящий момент, развитие еловых и елово-лиственничных лесов (в современных спектрах ель составляет 1%, а в межледниковых отложениях яров Крутого и Половинки - 17%) дает возможность предполагать существование климатических условий более

мягких и влажных, чем современные. Эти осадки отложились во время оптимума межледниковья.

В верхней части яра Крутого (обр. 3М^П, 356, 3М^С, 358, 360, см. рис. 20) вновь намечается смена спорово-пыльцевых спектров, фиксирующая начало нового похолодания. Аналогичные же спектры были получены из аллювиальных отложений 40-метровой террасы яров Большого, Генералки (образцы брались в нижнем по течению конце яра), Среднего и Девичьего (см. рис. 22). В них отмечается преобладание спор (11-93, ср. 50%) и пыльцы травянистых (1-88, ср. 30%) при подчиненном положении пыльцы древесных (1-85, ср. 20%). Среди древесных и кустарников на первое место вновь выходит пыльца *Betula sect. Nanae* (3-86, ср. 39%) и *Alnaster* (0-68, с.р. 31%). Пыльца древесных пород находится в резко подчиненном положении: *Alnus* (1-35, ср. 12%), *Betula sect. Costatae* (0-39, ср. 11%), *Betula sect. Albae* (0-13, ср. 1%), *Picea* (0-6, ср. 1%), *Pinus subgen. Harpoxylon* (0-13, ср. 3%), *Salix* (0-12, ср. 15%). Среди травянистых, как и в нижней части яра Крутого, доминирует пыльца *Gramineae* (8-98, ср. 65%) при подчиненном положении пыльцы *Cyperaceae* (0-83, ср. 20%) и разнотравья (2-51, ср. 13%). В группе спор на первое место вновь выходят споры *Bryales* (28-95, ср. 58%), уменьшается количество спор *Polypodiaceae* (4-97, ср. 29%) и *Lycopodiaceae* (0-28, ср. 2%). В значительном количестве появляются споры *Selaginella sibirica* (0-28, ср. 4%).

Характер растительного покрова был аналогичен описанному для нижних горизонтов аллювиальных отложений яра Крутого. Спектры фиксируют начало нового похолодания, приведшего впоследствии к позднеплейстоценовому оледенению.

Сходные с нашими спорово-пыльцевые спектры из отложений межледникового оптимума были получены Н. П. Куприной и Л. А. Скиба (1964) из разрезов яров Половинки и Крутого. В яре Генералке этими авторами отмечаются спектры с большим содержанием пыльцы древесных (60-80%), а среди нее - пыльцы *Picea* (40-80%) и *Abies* (до 10%), что нашими исследованиями не подтверждается.

Эти отложения Н. П. Куприна и Л. А. Скиба отнесли к последнему межледниковью, сопоставляющемуся с казанцевским межледниковьем Сибири, и предложили называть его крутоярским (для Камчатки). Однако эти авторы объединяют аллювиальные осадки всех яров в единый комплекс, не проводя разделения на отложения разновозрастных террасовых уровней, как это делаем мы. Кроме того, ими не исследованы верхние и нижние горизонты аллювиальных отложений яра Крутого, в спектрах которого намечается переход к предшествующей (среднеплейстоценовой) и последующей (позднеплейстоценовой) эпохам похолодания.

Очень сходные с рассмотренными выше спорово-пыльцевые спектры, характеризующие климатический оптимум позднеплейстоценового межледниковья, были получены Л. А. Скиба

(Гептнер и др., 1965) на Западном побережье Камчатки в нижних горизонтах аллювия II террасы р. Тигиль. Мягкие климатические условия в начале позднего плейстоцена в момент отложения нижнего горизонта толщи покровных галечников восстановлены также Е. М. Малаевой (1965) для территории северной Камчатки. Однако в полученных ею спектрах так же, как и в спектрах, приводимых Р.А.Баскович (1959) и Н. А. Шило (1961) для позднеплейстоценового межледниковья Северо-Востока СССР (учуро-киренская флора по А. П. Васьковокому), отмечается наличие в значительном количестве пыльцы *Pinus subgen. Diploxylon*. Эти отличия в спектрах связаны, видимо, с существованием провинциальных различий в растительном покрове Камчатки и Северо-Востока в момент климатического оптимума позднеплейстоценового межледниковья.

Диатомовая флора. Методом диатомового анализа из аллювиальных отложений яров Половинки, Крутого, Большого и Девичьего исследована значительная серия образцов. Достаточно богатые и разнообразные в видовом отношении комплексы диатомовых водорослей обнаружены в ярах Половинке и Крутом. Из прослоев суглинков и глин аллювиальной пачки яра Половинки (57,0-70,0 м над урезом) определено 125 форм диатомовых, принадлежащих 29 родам (прилож. табл. 2, графа 4). По экологическим группам диатомовые располагаются следующим образом: пресноводные - 96 форм, пресноводно-солонатоводные - 22, солонатоводные - 2, солонатоводно-морские (?) - 1, морские (переотложенные) - 2 и с неясной экологической характеристикой - 2 формы. Постоянно присутствующие реофилы и многочисленные озерно-болотные виды *Navicula*, *Pinnularia*, *Eunotia*, *Caloneis* и *Cymbella* свидетельствуют о формировании осадков в условиях приречной зоны. Характерный комплекс представлен: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz., *H. scabrosa* Ostr., *M. varians* Ag., *Cyclotella bodanica* Eulens., *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kiitz.) Grun., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz., *Eunotia praerupta* Ehr., var. *praerupta* et var. *bidens* (W. Sm.) Grun., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *D. pseudoovalis* Hust., *Stauroneis acuta* W. Sm., *S. phoenicenteron* Ehr., *Navicula dicephala* (Ehr.) W. Sm., *N. pseudosilicula* Hust., *N. radiosa* Kiitz., *N. semen* Ehr., *N. tuscula* (Ehr.) Grun., *Pinnularia acrosphaeria* Breb., *P. borealis* Ehr., *P. cardinalis* (Ehr.) W. Sm., *P. isostauron* Grun., *P. viridis* (Nitzschia) Ehr. и с кругом форм, *Amphora ovalis* var. *libyca* Ehr., *Cymbella turgida* (Greg.) Cl., *Gomphonema acuminatum* var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm., *Epithemia zebra* (Ehr.) Kiitz., *Nitzschia denticula* Grun.. Перечисленные виды - общие для всего разреза аллювиальной пачки, оценка их обилия лишь в единичных образцах падает до «редко».

Почти аналогичный по составу комплекс диатомовых (131 форма) обнаружен в тонкозернистых прослоях аллювиального горизонта яра Крутого (24,0-32,0 м над урезом). Положение образцов, содержащих диатомовую флору, приведено на рис. 20 (полный систематический список определенных видов и наиболее распространенные оценки их обилия

даны в прилож. в табл. 2, графа 6). Наиболее богатыми оказались образцы суглинков из средней части яра (28,2-30,9 м над урезом). В названном интервале преобладают пресноводные (97 форм) и пресноводное солоноватоводные (31 форма); наиболее разнообразно представлены *Melosira* (9 форм), *Fragilaria* (5 форм), *Eunotia* (11 форм), *Navicula* (12 форм), *Gomphonema* (19 форм). Общий состав комплекса свидетельствует о формировании осадков в условиях периодически заболачивавшейся старицы. С высокими оценками обилия («нередко - в массе») совместно отмечались планктонные, донные речные и озерно-болотные виды: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz. var. *distans* et var. *alpigena* Grun. f. *M. italica* (Ehr.) Kiitz., *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kiitz.) Grun., *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kiitz., *Meridion circulare* Ag. var. *circulare* et var. *constricta* (Ralfs) V. H., *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun. var. *construens* et var. *binodis* (Ehr.) Grun., *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr., *Eunotia arcus* Ehr., *E. faba* (Ehr.) Grun., *E. praerupta* var. *bidens* (W. Sm.) Grun., *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) CL, *Rhoicosphenia curvata* (Kiitz.) Grun., *Diploneis ovalis* (Hilse) CL, *Navicula dic-ephala* (Ehr.) W. Sm., *Navicula radi-osa* Kiitz., *Pinnularia gibba* Ehr. и многие другие. Из-за краткости изложения материала мы не можем останавливаться на некоторых различиях рассматриваемых аллювиальных комплексов яров Половинки и Крутого, являющихся, вероятно, отражением локальных условий осадконакопления. Ряд черт позволяет считать их аналогичными: в составе обоих комплексов преобладают в видовом и количественном отношении широко распространенные, эвритермные диатомовые; субдоминирующее положение занимают северо-бореальные и бореальные виды, в незначительном количестве (до 7% от общего состава) обнаружены аркто-бореальные. Виды, характерные для арктической зоны, встречаются единично (отмечались в виде отдельных экземпляров в яре Половинке: *Navicula kotschyi* var. *robusta* Hust. и *Eunotia diodon* Ehr.).

Особое внимание обращает присутствие в обоих комплексах южно-бореального элемента, удельный вес которого (особенно в яре Крутом) заметно увеличивается по сравнению с толщей «косослоистых песков». В комплексе яра Крутого в значительном количестве, отмечались следующие представители южно-бореальной зоны: *Anomoeoneis sphaerophora*. (Kiitz.) Pfitz. («нередко», т. е. до 100 экз. на препарат), *Navicula oblonga* Kiitz. («редко», т. е. до 15 экз. на препарат), *Symbella symbifor- mis* (Ag.? Kiitz.) V. H. («часто», т. е. до 1000 экз. на препарат). В яре, Половинке отмечался *Stauroneis acuta* W. Sm. (в среднем до 50 створок на препарат). Мы считаем возможным включить названные виды в состав характерного комплекса аллювиальных отложений высоких террас. Заметная роль южно-бореального элемента, наряду с преобладанием широко распространенных эвритермных видов, субдоминирующее положение умеренно-холодолюбивых форм можно расценивать как подтверждение данных палинологического анализа о довольно мягких климатических условиях в период формирования вмещающих осадков.

С комплексами яров Половинки и Крутого можно условно сопоставить небогатый (48 форм) аллювиальный комплекс яра Большого (см. прилож. табл. 2, графа 7). Состав этого комплекса характеризует пойменные условия осадконакопления, что затрудняет сопоставление его с комплексами старичного типа яров Половинки и Крутого. В наиболее богатом (количественно) комплексе яра Большого доминируют: *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Amphora ovalis* Kiitz., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. var. *amphioxys* et var. *major* Grun. Арктических видов нет. Аркто-бореальные не превышают 4% от общего состава. Наряду с широко распространенными эвритермными видами в составе флоры яра Большого отмечались единичные створки умеренно-теплолюбивых *Symbella ehrenbergii* Kutz. и *Navicula cuspidata* var. *hancae* f. *craticularis* Skv.

Диатомовые из аллювиальных отложений 40-метрового уровня яра Генералки, отличающиеся бедным составом и крайне плохой сохранностью, не позволяют сопоставлять эти отложения с аллювиальными пачками в ярах Половинке и Крутом.

Таким образом, данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов дают возможность относить низы аллювиальных отложений яра Крутого к началу межледникового, а среднюю часть этих отложений и отложения яра Половинки - к оптимуму межледникового. Горизонты аллювиальных отложений яра Большого являются переходными к существенному похолоданию конца межледникового, фиксирующемуся в аллювиальной пачке яра Генералки и верхней части аллювия яра Крутого. В сводную стратиграфическую таблицу (см. табл. 3) вынесены спорово-пыльцевые спектры и характер диатомовой флоры, характеризующие оптимум межледникового, остальные данные приведены в тексте.

Минералогический состав. Обращает внимание присутствие многочисленных и мощных прослоев кислого пирокластического материала в позднеплейстоценовых межледниковых отложениях террас депрессии. По-видимому, они знаменуют начало последней очень мощной вспышки кислого вулканизма в сопредельных с депрессией районах.

Результаты минералогического анализа, проведенного А. Р. Гептнером, подтвердили представления, с одной стороны, о мягких климатических условиях межледникового и, с другой стороны, о значительном проявлении в это время вулканической деятельности. Почти для всех исследованных образцов (9 образцов) из межледниковых отложений яров Крутого и Половинки характерно присутствие значительного количества бесцветного, волокнистого и пузырчатого вулканического стекла. Обращает внимание наличие заметных и довольно часто встречающихся следов его изменения. Изменения эти заключаются в пелитизации (от 10 до 90% поверхности частичек стекла покрыто тончайшей пленкой пелита), появлении аутигенных выделений хлорита, часто непосредственно по вулканическому стеклу, растрескивании последнего и распадении на мельчайшие обломки.

При сравнении рассматриваемых отложений, с подстилающими и покрывающими их в Центральной Камчатской депрессии и с одновозрастными с ними на западной Камчатке, согласно проведенным А. Р. Гептнером исследованиям, хорошо видно, что указанные процессы изменения на территории Центральной Камчатской депрессии наиболее отчетливо устанавливаются для межледниковых отложений, но на западной Камчатке они выражены лучше и четче. Последнее, видимо, связано с меньшей напряженностью вулканических извержений, происходивших в это время на западной Камчатке. В то же время в Центральной Камчатской депрессии притом же благоприятных климатических условиях значительно большее количество выпадавшего пирокластического материала сказывалось отрицательно на ходе процесса изменения осадков как в субэвальной обстановке (элювиальные изменения коренных пород и выпавшего пеплового материала и продуктов их ближайшего переотложения), так и в субанэвальной обстановке (диагенез). Подобное влияние вулканизма на процесс седиментации А. Р. Гептнер объясняет тем, что ранее образовавшиеся слои при частых извержениях каждый раз погребались под новыми порциями выпадавших вулканических пеплов и тем самым выводились из наиболее активной зоны изменения осадка.

В заключение следует отметить, что С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940) относили рассмотренные аллювиальные отложения (наряду с «мореноподобной» толщей) ко II горизонту озерных осадков депрессии. Как следует из всего изложенного, с этими представлениями, учитывая данные геоморфологического анализа, характер отложений и состав диатомовых, мы никак не можем согласиться.

ПОКРОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q_3^2 — Q_3^3)

Верхние части всех яров в пределах Генеральского поднятия сложены толщей супесей. Эти супеси мы называем покровными, так как они перекрывают единым чехлом разновозрастные формы рельефа - разно высотные поверхности описанных выше межледниковых террас, уступы между ними и моренные отложения I фазы последнего оледенения. Мощность супесей в пределах яров Генералки, Половинки, Крутого, Большого, Среднего, Девичьего в общем сходна и составляет 25-30 м.

Эти отложения представляют собой при полевом определении серовато-желтые, в сухом состоянии - палевые, пылеватые супеси. Они очень однородны по гранулометрическому составу, что следует из данных анализа, проведенного по одинаковой методике в Институте вулканологии и Геологическом институте АН СССР (табл. 6). Как видно из приведенной таблицы, в большинстве образцов преобладает алевропелитовая фракция, и отложения представляют собой алевриты или алевропелиты. Пачки, сложенные этими разностями, монолитны и не имеют никакой слоистости.

В обнажениях они образуют вертикальные, сильно пылящие в сухом состоянии обрывы.

Однако, если в отдельных мощных пачках алевритов слоистость не наблюдается, то в целом в толще она намечается вследствие наличия четких прослоев вулканических, пеплов разной крупности и окраски. Эти прослои имеют мощность от 1-2 до 30-50 см. Одни, наиболее мощные из них, прослеживаются по всей толще, другие же залегают линзообразно. Пирокластический материал в этих прослоях разной размерности - от пелитовой и алевропелитовой (четкие прослои кислых белых пеплов) до песчаной и дресвянистой. В последних материал представлен главным образом обломками пемз. Именно с приуроченностью к таким прослоям псефитовых и псаммитовых пеплов и связан более грубый гранулометрический состав образцов 4° и 4^Ц. Обращает внимание, что гранулометрический состав прослоев алевропелитовых пеплов и разделяющих их пачек алевритов совершенно идентичен.

Прослои пеплов буквально пронизывают всю толщу покровных отложений. Так, в 12-метровой пачке супесей яра Генералки описано 16 прослоев пеплов мощностью от нескольких сантиметров до 20 см, в яре Половинке при детальном описании 4-метровой пачки отмечено 5 прослоев пеплов. Именно эти прослои вулканического материала и обуславливают наблюдающуюся слоистость. В толще покровных отложений имеются и тонкие прослои гумусированных суглинков и супесей, очень напоминающие погребенные почвы.

Изучение минералогического состава покровных отложений и сравнение его с составом аллювиальных, озерных, ледниковых и других отложений депрессии, проведенное А. Р. Гептнером, позволило установить ничтожную примесь в составе покровных отложений терригенного материала, в большом количестве присутствующего в осадках другого генезиса. Целый ряд образцов является, по заключению А. Р. Гептнера, чистой пирокластикой, причем в некоторых из них во фракциях 0,5-0,25 и 0,25-0,1 содержится до 80% совершенно свежего вулканического стекла разной формы. Остальные образцы представляют собой туффиты и очень редко туфогенные породы (смесь пеплового материала с панцирями диатомовых и растительным детритом).

В составе покровных отложений преобладают бесцветное и бурое вулканическое стекло, плагиоклазы и в меньшем количестве содержатся темноцветные минералы — пироксеины, амфиболы и рудные. Среди вулканического стекла главное место занимают обломки с показателями преломления 1,496; 1,503 и 1,513-1,519. Большое количество обломков плагиоклазов, рудных, пироксенов, амфиболов и других отмечается в оболочке или со следами частично сохранившейся оболочки вулканического стекла. В туффитах в незначительном количестве, но все же содержится терригенный материал (кварц, обломки меловых и палеогеновых, пород, обломки метаморфических пород и характерные для них минералы). Однако, по заключению А. Р. Гептнера, примесь такого

терригенного материала совершенно ничтожна по сравнению с другими генетическими типами, отложений этого же района. Все приведенные данные указывают на определяющую роль пирокластики в строении покровных отложений.

Таблица 6

Гранулометрический состав современных почвенно-пирокластических чехлов и покровных отложений Центральной Камчатской депрессии

Место взятия образца	№ образца	Глубина взятия образца, м	Размер фракции, мм; содержание, %					
			2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,01
Современные почвенно-пирокластические чехлы	23Б/1+	0,3	0,01	0,01	0,65	10,85	35,88	52,60
	23Б/2+	0,6	0,05	0,04	0,29	8,03	37,08	54,51
	1Б/5	2,7	Нет	Нет	0,01	0,17	34,99	64,83
Покровные отложения яра Генералки	4 ^б	4,0	Нет	Нет	Нет	0,90	58,00	41,10
	4 ^д +	5,0	Нет	Нет	1,50	3,55	37,85	57,10
	4 ^е	5,5	Нет	Нет	Нет	1,15	56,60	42,25
	4 ^н +	6,6	Нет	Нет	Нет	2,60	41,80	55,60
	4 ^м +	7,2	Нет	Нет	0,01	2,07	50,87	47,05
	4 ^о +	7,4	0,30	2,50	38,35	30,50	9,25	19,10
	4 ^п	8,00	Нет	Нет	Нет	1,70	38,20	60,10
	4 ^р +	8,20	Нет	Нет	Нет	9,10	32,00	58,90
	4 ^у	9,50	Нет	Нет	Нет	1,35	35,95	62,70
	4 ^н +	10,60	1,75	6,70	27,20	45,70	11,00	7,65
	4 ^ч	11,20	Нет	Нет	Нет	1,15	52,35	46,50
	4 ^щ	12,10	0,03	0,05	0,57	1,25	34,46	63,64
4 ^ю	12,7	Нет	Нет	0,04	0,13	37,15	62,68	
Покровные отложения яра Половинки	2Б/10+	7,0	»	0,01	0,09	0,94	32,37	66,59
	303	8,0	0,18	0,06	0,19	0,13	58,54	40,90
	299	12,0	Нет	Нет	Нет	0,10	35,82	64,08
	9	28,0	Нет	Нет	0,10	0,95	61,60	37,35
	19	30,0	Нет	Нет	Нет	0,15	62,35	37,50
Покровные отложения яра Девичьего	39	47,0	Нет	Нет	Нет	0,15	63,05	36,80
Покровные отложения яра Большого	48	42,0	Нет	Нет	0,20	4,45	70,40	24,95

Знак + обозначает прослой чистых пеплов (туфов).

С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский относили покровные супеси к озерным осадкам (III горизонт). С этим выводом вряд ли можно согласиться. Отсутствие тонкой выдержанной озерной слоистости, преобладание мощных пачек монолитных, неслоистых, похожих на лёссовидные, супесей, зерна в пепловых прослоях, не обработанные водой, - все это свидетельствует не в пользу озерного генезиса.

Против озерного генезиса говорят и данные диатомового анализа. С целью выяснения фациальных условий формирования покровных супесей была исследована методом диатомового анализа большая партия образцов из яров Половинки, Генералки, Крутого, Среднего и Девичьего. Особенно подробно покровные супеси исследовались в двух первых ярах, где образцы отбирались через 0,5-1 м почти по всей мощности пачки. Более половины исследованных образцов покровных супесей в этих ярах, как и во всех остальных названных, содержали лишь редкие часто неопределимые мелкие обломки панцирей диатомовых водорослей. В остальных образцах обнаружены очень бедные по видовому составу комплексы диатомовых. Количество форм в редких образцах было больше 10-20, а оценки обилия у большинства из них имели категорию «редко». И в этой части образцов, содержащей целые панцири диатомовых водорослей, обращает на себя внимание неудовлетворительная степень сохранности створок очень многих видов. В экологическом и возрастном отношении состав диатомовых покровных супесей неоднороден. Наряду с типичными обитателями современных пресных водоемов, часто отмечались единичные ядра, крупные обломки и ожелезненные, с расплывшейся структурой панцири морских неогеновых диатомовых, особенно часто *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira zabelinae* Jouse, *Cosmiodiscus insignis* Jouse. Из пресноводных неогеновых диатомовых почти постоянно присутствовали единичные створки *Melosira praeislandica* Jouse и *M. antiqua* Moiss. in. coil. Во многих образцах отмечались также обломки *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. forma, характерные для толщи «синих глин». О переотложении его в покровных супесях, а также названных выше морских и пресноводных неогеновых диатомовых у нас не возникает сомнения.

В толще покровных супесей в целом выделяются два типа комплексов диатомовых: I - с преобладанием эдафической (почвенной) группы диатомовых; II - с преобладанием видов, характерных для неглубоких пресных водоемов, с участием реофильного элемента. В I типе комплексов основной фон создают *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Pinnularia borealis* Ehr. и *Navicula mutiea* Kutz. Широкое распространение этого типа комплекса свидетельствует о формировании значительной части толщи покровных супесей в субаэральных условиях. Во II типе комплексов преобладают олигогалобы, обитатели холодных быстротекучих вод и виды, предпочитающие водоемы со щелочной реакцией воды. Наиболее распространены в этом типе *Meridion circulare* Ag., *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Ceratosieis arcus* (Ehr.) Ktitz., *Caloneis silicula* (Ehr.) CL var. *silicula* et var. *ven-tricosa* (Ehr.) Donk., *Gomphonema longiceps* Ehr. и немногочисленные другие. Спорадическое появление и низкие оценки обилия планктонных видов *Melosira distans* (Ehr.) Kutz. var. *distans* et var. *alpigena* Grun., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs, *M. it'alice* subsp. *subarctica* O. Mull, и одновременное присутствие однообразной эдафической группировки

говорят о формировании осадков в неглубоких и, вероятно, небольших по размерам водоемах типа временных озерков. Аллювиальных комплексов и комплексов, характерных для крупных, длительно существующих глубоких озер, не обнаружено. По нашему мнению, заметная роль в формировании покровных супесей принадлежала небольшим горным водотокам. Горные ручьи служили местом обитания реофилов, их воды, наряду с атмосферными осадками, и были источником питания небольших эфемерных водоемов (типа плоских озерков и луж); их же водами привнесены неогеновые виды диатомовых и большое количество также переотложенных (?) единичных экземпляров пресноводных форм, отличающихся плохой сохранностью панциря.

Н. П. Куприна (1966) считает покровные отложения делювиально-солифлюкционными. Действительно, определенную роль эти процессы играли при накоплении покровных отложений, однако при таком определении генезиса остается неясным, откуда же брался материал давший такие мощные накопления, да еще в осевой части депрессии, на достаточном удалении от ее бортов.

Если сравнивать покровные отложения с известными нам современными генетическими типами отложений Камчатки, то наибольшее сходство они обнаруживают с отложениями почвенно-пирокластических чехлов, отличаясь от последних лишь мощностями. Почвенно-пирокластическим чехлом мы называем пачку отложений, которая в настоящее время хорошо фиксируется на всех элементах рельефа - от водоразделов до надпойменных террас. Этот чехол представляет собой чередование прослоев вулканических пеплов и разделяющих их пачек супесей или суглинков, часто существенно гумусированных (погребенные почвы). Количество прослоев пеплов, их мощность и гранулометрический состав, а также мощность чехла в целом зависят от близости к центрам вулканической деятельности. Так, в южной и средней частях депрессии мощность современного почвенно-пирокластического чехла обычно не превышает 0,5-1 м и содержит не более 5-6 прослоев маломощных алевропелитовых пеплов. У подножия же Ключевской группы вулканов мощность почвенно-пирокластического чехла возрастает до 2-3 м, число прослоев пеплов увеличивается до десятков и крупность материала в них растет. Прослои пеплов соответствуют наиболее крупным извержениям. Разделяющие их горизонты супесей или суглинков формировались на фоне некоторого ослабления вулканической деятельности, однако в их составе также преобладает пирокластический материал.

Сравнение покровных отложений с отложениями почвенно-пирокластических чехлов показывает их очень большое сходство по целому ряду признаков.

- 1 В обоих случаях они представлены чередованием пирокластики и разделяющих их алевропелитовых и пелитовых существенно пирокластических горизонтов. Слабая гумусированность таких горизонтов в покровных супесях связана, видимо, с большей

интенсивностью вулканической деятельности и значительным поступлением пирокластики.

- 2 Данные гранулометрического состава для современных почвенно-пирокластических чехлов и покровных отложений идентичны, причем одинаковы и для прослоев алевропелитовых пеплов и для разделяющих, их пачек туффитов.
- 3 Данные минералогического анализа указывают на определяющую роль пирокластики в строении почвенно-пирокластических чехлов и покровных отложений. И в том и в другом случае в их составе преобладают обломки вулканического стекла и плагиоклазов, в меньшем количестве содержатся пироксены, амфиболы и рудные. Большое количество обломков минералов, главным образом в алевроитовой фракции, окутано оболочкой вулканического стекла. В ряде случаев терригенный материал присутствует в покровных отложениях и почвенно-пирокластических чехлах. В последних, особенно на западной Камчатке, А. Р. Гептнером отмечена примесь терригенного материала, значительно повышающая содержание тяжелой фракции (иногда до 40%).

Важно отметить, что ни в почвенно-пирокластических чехлах, ни в покровных отложениях, по данным А. Р. Гептнера, не отмечается каких-либо вторичных изменений минералов. Термические исследования витрокластического пепла из почвенно-пирокластического чехла депрессии позволили установить, что фракции менее 0,01 и 0,001 мм представлены в основном инертным в термическом отношении веществом. Согласно оптическим наблюдениям, оно состоит из тонкоизмельченного изотропного вещества, скорее всего вулканического стекла, и не содержит в сколько-нибудь заметных количествах новообразованных глинистых минералов. Эти данные необходимо иметь в виду при рассмотрении результатов гранулометрического анализа. Используя результаты последнего, покровные отложения и отложения почвенно-пирокластических чехлов (включая и прослой пирокластики) можно было бы назвать глинами. Однако фракция менее 0,01 мм в них состоит не из глинистого вещества, а из тончайшей вулканической пыли. В действительности это туфы или туффиты, причем последние в полевых условиях определяются как супеси.

Подтверждением представления о пирокластическом эоловом генезисе покровных супесей служит и характер их залегания на подстилающих отложениях. Эти супеси облекают единым чехлом разновысотные террасовые уровни р. Камчатки, погребая их. Местами под покровными супесями (яры Девичий, Средний, Большой) в верхней части пойменной фации аллювиальных террас выделяется пачка бесструктурных неслоистых суглинков с гумусированными прослоями, напоминающими древние погребенные (почвы).

Все изложенное выше позволяет считать покровные отложения высоких яров в долине Камчатки фаціальными аналогами современных

почвенно-пирокластических чехлов. Покровные отложения подверглись ме I стами делювиально-солифлюкционному переотложению, вследствие чего уступы между погребенными, террасами сnivelированы и едва различимы. Часть юопесей, возможно, смыта со склонов и вершины горы Генералки, где они также были обнаружены Л. И. Лапшиным в 1963 г.

Следует отметить, что в ярах Девичьем, Среднем и Большом в толще покровных отложений имеются линзы слоистых осадков. Наибольшую мощность последние имеют в яре Среднем (верхний по течению конец яра, см. рис. 9А). Здесь они представлены теми же пылеватыми супесями, имеющими, однако, четкую очень тонкую слоистость. Слоистость выражена дробным чередованием слоиков (мощность от 0,1 до 0,5 см) супесей и мелко или среднезернистых песков. Слои имеют четкие границы и протягиваются на большие расстояния без выклинивания. В ярах Девичьем и Большом линзы слоистых отложений, лежащие внутри монолитных супесей, представлены как описанной выше разновидностью, так и песками. Пески четко горизонтально-слоистые, причем наблюдается ритмичное переслаивание серых, почти черных среднезернистых песков и бурых тонкозернистых песков (мощность прослоев 5-10 см). Видимо, здесь пирокластический материал накапливался в небольших временных озерах, существовавших в неровностях поверхности. Величина и глубина этих озер, или скорее луж, была очень невелика (мощность линз 5-10 м, длина 20-50 м). Они выполнялись осадками, а затем перекрывались покровными супесями, образовывавшимися из выпадающего вулканического пепла. Часть этих линз является вскрытыми руслами небольших временных водотоков, отлагавших тонкослоистый пролювий. В покровных супесях обнаружены многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Среди них были определены *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison diminutus*, *Alces alces*, *Lepus timidus* (Куприна, 1966). На основании этих находок покровные отложения можно датировать поздним плейстоценом. Более того, эту датировку возможно уточнить. Покровные отложения перекрывают межледниковые отложения высоких террас р. Камчатки и частично моренные отложения I фазы позднеплейстоценового оледенения на междуречье Караковой и Большой Кимитины. В то же время морены и флювиогляциальные равнины II фазы позднеплейстоценового оледенения этими покровными отложениями не перекрываются. Следовательно, время накопления последних приходится на период I фазы - межфазовый промежуток.

Результаты спорово-пыльцевого анализа подтверждают представление о накоплении покровных супесей в достаточно холодных климатических условиях. Образцы на анализ брались из супесей яров Генералки, Половинки, Крутого, Среднего и Девичьего (всего 21 образец, из которых 2 оказались пустыми). В полученных спектрах (см. рис. 18-22) преобладают споры (9-87, ср. 50%) и пыльца травянистых растений (12-74, ср. 36%) при резко подчиненном положении пыльцы древесных и

кустарниковых (1-55, ср. 14%). Ведущее место в последней группе растений принадлежит пыльце кустарников: *Betula* sect. *Nanae* (0-78, ср. 32%), *Alnaster* (0-46, ср. 19%) и *Pinus* subgen. *Haploxylon* (0-11, ср. 3%); среди древесных господствующее положение занимает пыльца *Alnus* (1-55, ср. 22%) и *Betula* sect. *Costatae* (2-50%, ср. 21%). Встречаются единичные пыльцевые зерна *Picea* и небольшое количество пыльцы *Betula* sect. *Albae* (0-2, ср. 0,5%).

В группе травянистых растений доминирует пыльца *Gramineae* (9-95, ср. 60%) и разнотравья (9-91, ср. 42%) при незначительном содержании *Cyperaceae* (0-1, ср. 0,5%), *Chenopodiaceae*, *Ericales* и *Artemisia*. Интересно отметить необыкновенную бедность видового состава пыльцы группы разнотравья, состоящего почти исключительно из представителей семейства *Compositae*. Среди спор господствуют *Bryales* (12-100, ср. 67,5%) и *Polypodiaceae* (0-94, ср. 28%). Полученные спектры указывают на господство в районе открытых тундрово-болотных и луговых пространств. Лесные ценозы занимали небольшие площади и были представлены каменными березняками (по склонам гор) и ольховниками (по днищам долин). В верхних частях гор широким развитием пользовались заросли кедрового и ольхового стланика. Единичные экземпляры ели сохранялись в небольших рефугиумах. Небольшое процентное содержание в спектрах покровных супесей пыльцы древесных и кустарниковых, преобладание в этой группе пыльцы кустарников, почти полное отсутствие ели, бедность видового состава пыльцы разнотравья, почти полное отсутствие спор *Lycorodiaceae* - спутников лесных ценозов - все это указывает на климатические условия несколько более суровые, чем современные.

В сводной стратиграфической таблице (см. табл. 3) спорово-пыльцевые спектры из покровных отложений помещены как характерные для I фазы позднеплейстоценового оледенения.

Существенным является вопрос об установлении и объяснении причин столь больших мощностей пирокластических покровных супесей и источников их поступления. Как установлено нашими наблюдениями, мощность голоценового почвенно-пирокластического чехла в долине Камчатки колеблется от 1 до 2,5-2,7 м. Причем последние величины относятся к почвенно-пирокластическому чехлу на моренах и флювиогляциальных равнинах II фазы позднеплейстоценового оледенения на участке от пос. Козыревск до пос. Ключи, т. е. в непосредственной близости от очень активных вулканических аппаратов - вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч. В местах распространения покровных супесей его мощность не превышает 1,4-1,5 м. Продолжительность формирования голоценового почвенно-пирокластического чехла, по нашим подсчетам, составляет несколько более 8-8,5 тыс. лет. Время отложения 25-30-метровой толщи покровных супесей (с конца последнего межледникового включая позднеплейстоценовый межстадиал) оценивается нами приблизительно в 40-50 тыс. лет! Таким образом, покровные супеси накапливались со скоростью, по крайней мере в 4-5 раз большей, чем

отложения голоценового почвенио-пирокластического чехла. Это позволяет сделать вывод о значительной интенсивности вулканической деятельности в период формирования толщи покровных супесей. Многочисленные и мощные горизонты пирокластики говорят о большой силе вулканических эксплозий.

Источник поступления пирокластического материала удалось установить лишь в самое последнее время при геоморфологическом картировании Восточной вулканической зоны. Основным поставщиком этого материала оказался участок Восточной вулканической зоны, заключенный между восточным подножием Валагинского хребта и побережьем Кроноцкого залива. Во время последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма в середине позднего плейстоцена здесь образовались обширные туфовые и туфо-игнимбритовые покровы (Мелекесцев, 1967). Причем значительная часть извергнутого в результате грандиозных эксплозий пирокластического материала оказалась вынесенной в сопредельные районы, в том числе и в Центральную Камчатскую депрессию. Именно этот материал и послужил на территории последней основой для формирования толщи покровных супесей. Покровные супеси можно рассматривать как наиболее тонкую фракцию вынесенной в депрессию пирокластики. Отдельные четкие прослои алевропелитовых пеплов и вулканических песков соответствуют наиболее мощным эксплозиям на фоне непрерывной вулканической деятельности в восточной зоне Камчатки.

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕНЕРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Имея теперь представление о последовательности отложений разреза Генеральского поднятия, можно еще раз вернуться к возрастным датировкам используя климатостратиграфический критерий и редкие находки фауны. Под верхнеплейстоценовыми покровными супесями с фауной верхнепалеолитического комплекса залегают горизонты межледниковых аллювиальных отложений, которые относятся к последнему межледниковью и могут быть датированы как начало позднего плейстоцена (Q^1_3). Залегающая ниже морена предпоследнего оледенения датируется соответственно как вторая половина среднего плейстоцена (Q^2_2). Нижележащие горизонты «косослоистых песков», для времени накопления которых характерны сравнительно мягкие климатические условия, можно относить к началу среднего плейстоцена (среднеплейстоценовое межледниковье, Q^1_2). Подтверждением этому являются находки в отложениях «косослоистых песков» костных остатков среднеплейстоценового широколобного лося. Нижние горизонты толщи «косослоистых песков» и верхние горизонты толщи «синих глин» соответствуют времени похолодания конца раннего плейстоцена (Q^2_1). Нижние горизонты «синих глин», для времени накопления которых

характерны существенно более мягкие, чем современные, климатические условия, датируются началом раннего плейстоцена (Q^1_1).

В итоге последовательность толщ в разрезах яров Генеральского поднятия и их возраст представляются следующими:

1) толща озерных «синих глин» - $Q^1_1 - Q^2_1$ 2) толща аллювиальных «косо-слоистых песков» $Q^2_1 - Q^1_2$ 3) морена среднеплейстоценового оледенения - Q^2_2 4) межледниковые отложения высоких погребенных террас р. Камчатки - Q^1_3 5) покровные супеси - $Q^2_3 - Q^3_3$.

Таким образом, в разрезах яров нами к типичным озерным осадкам отнесены только «синие глины» нижней части разреза. Все остальные осадки имеют другой генезис (см. табл. 3 и 4).

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РАВНИНЫ

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ И ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ФАЗЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (Q^4_3)

В противовес представлениям С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского, отводивших главную роль в формировании современного рельефа депрессии долине р. Камчатки, результаты наших исследований дают возможность утверждать, что большая часть депрессии занята формами рельефа, не имеющими прямого отношения к долине Камчатки. Они образованы в основном ее притоками и сложены осадками разного генезиса - аллювиальными, флювиогляциальными, пролювиальными, делювиально-пролювиальными и другими. Сама долина реки занимает лишь, узкую осевую часть депрессии. Ширина долины Быстрой всего 1-2 км (при ширине депрессии 6-10 км), ширина долины Камчатки в верхнем течении 2-4 км (при ширине депрессии 12-14 км), в среднем течении 4-6 км (при ширине депрессии 40-45 км), в нижнем течении 6-7 км (при ширине депрессии 80-100 км).

Большая часть дна депрессии занята обширными равнинами, сформированными притоками Камчатки. Эти равнины представляют собой слегка выпуклые, хорошо отделяющиеся одна от другой дельтовидные в плане формы рельефа. Поверхность их наклонена к осевой части депрессии, максимальные углы наклона наблюдаются вблизи подножий горных хребтов. По мере приближения к центру депрессии уклоны постепенно уменьшаются, достигая в краевых частях равнин величин менее 1° .

По рельефу, а частично и способу образования, наземные дельты Камчатской депрессии не отличаются от наземных (континентальных, сухих) дельт, неоднократно описанных для межгорных депрессий Средней Азии (Николаев, 1946; Попов, 1950; Шанцер, 1950; Васильковский, 1951; Костенко, 1953, 1954; Курдюков, 1957 и др.). Аналогичные образования

были описаны В. Н. Олюниным (1961, 1963а) для Забайкалья и С. С. Воскресенским. (1962) для Иркутской впадины. При формировании наземных дельт реки, выходя из гор в пределы межгорных или предгорных депрессий, аккумулируют вследствие изменения динамики потока значительную часть приносимого ими материала и отлагают его в виде огромных конусов выноса с вершиной, обращенной к горам.

Среди наземных дельт Центральной Камчатской депрессии можно выделить, используя терминологию Н. П. Костенко (1954), свободные и фиксированные дельты. Наибольшую площадь занимают фиксированные дельты, образование которых происходило во время позднеплейстоценового оледенения. Образование свободных наземных дельт началось в послеледниковое время, и формирование их продолжается до настоящего времени.

Среди фиксированных дельт можно выделить два комплекса, которые мы будем в дальнейшем называть молодым и древним. Они являются, как будет показано ниже, флювиогляциальными равнинами двух фаз позднеплейстоценового оледенения.

Молодые фиксированные наземные дельты (см. рис. 1, 2, РфГ) представляют собой типичные слабовыпуклые образования с пологонаклонной к центру депрессии поверхностью. Они занимают основную часть Быстринской депрессии, а в Камчатской депрессии - южную (до Верхнекамчатска) и северную (от Среднекамчатска до северной границы района) ее части. На этих участках наземные дельты подножия Срединного хребта, Ганальского и Валагинского хребтов почти смыкаются своими периферическими частями, отделяясь лишь узкими долинами рек Быстрой и Камчатки. В отдельных случаях, огибая наиболее крупные наземные дельты, эти реки могут резко менять свое направление.

В средней части Камчатской депрессии (севернее Верхнекамчатска) молодые наземные дельты располагаются в основном по периферии депрессии, уступая место в осевой части более древним наземным дельтам и высоким террасовидным равнинам.

Как правобережные, так и левобережные равнины подмываются Камчаткой и Быстрой. Характерно, что высота образовавшихся обрывов, даже при подрезе одной и той же наземной дельты, различна и достигает 2-15 м. Объясняется это подмывом разных частей наклонной поверхности дельты. Естественно, что при подмыве либо ее периферической части, либо средней части высота обрыва оказывается различной; выпуклость поперечного профиля дельты обуславливает изменение высоты обрыва и вдоль по течению главной реки. В качестве примера можно привести наблюдавшееся нами в Быстринской депрессии изменение высот бровок наземных дельт ручья Беникинг и реки Кижиченок - левых притоков р. Быстрой. Высота уступа первой дельты над поверхностью низкой террасы р. Быстрой изменяется в направлении с запада на восток от 11-12 до 2-3 м на расстоянии всего 1,5-2 км. Еще более резкое изменение высот наблюдалось во-втором случае, когда высота уступа снизилась на 6-7 м на

расстоянии 0,5 км. Без учета данного явления можно прийти к серьезным ошибкам. Так, С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский в пределах южной части Камчатской депрессии выделили ряд разновозрастных террас р. Камчатки, в том числе высотой 4,5 (III) и 8 м (IV), на основании разных высот их бровок над руслом реки. На самом деле эти террасы являются участками одних и тех же наклонных наземных дельт, подрезанных в разных местах.

Аналогичное явление наблюдается на северном участке Камчатской депрессии. С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский выделили здесь серию террас высотой от 4-6 до 15-22 м, которые, по нашему мнению, представляют разновысотные участки фиксированных наземных дельт молодого комплекса (Капитанский Яр, обрывы у сел Красный Яр, Кресты, в 2-3 км ниже Козыревского Совхоза) или свободных дельт, формирующихся в голоцене (обрывы у пос. Козыревск, с. Ушки и др.). В Быстринской депрессии почти все исследователи указывали на широкое развитие флювиогляциальных террас высотой 20-30 м над урезом р. Быстрой. Во всех приводимых ими случаях опять-таки за террасы принимались подрезанные рекой наземные дельты, занимающие большую часть депрессии. Ошибки подобного рода можно исключить только в случае сочетания полевых исследований с дешифрированием аэрофотоснимков на достаточно обширные участки депрессии.

Состав отложений молодых наземных дельт довольно однообразен. В верхней и средней по течению частях они сложены валунно-галечнопесчаными отложениями с четкой параллельной слоистостью. Изредка наблюдаются линзовидные прослои и пачки с косой и диагональной слоистостью. Наличке слоистости связано с чередованием прослоев, содержащих различный по крупности материал. Крупнообломочный материал представлен галькой и валунами плохой и средней окатанности, диаметр валунов обычно не превышает 0,2-0,3 м. Заполнителем служит разнотернистый гравелистый обычно пылеватый песок. Иногда вокруг галек отмечается «глинистая рубашка». Эти осадки отличаются от аллювиальных большей грубостью материала, его худшей окатанностью, присутствием в заполнителе значительного количества пылеватых частиц, неясной слоистостью. С поверхности они повсеместно перекрыты чехлом из переслаивающихся погребенных почв и прослоев вулканического пепла. Мощность этого почвенно-пирокластического чехла изменяется от 0,5-0,7 м в Быстринской депрессии до 1,5-1,7 м в Камчатской депрессии и до 2,5-3 м в районе Ключевской группы вулканов.

Отложения периферических частей тех же наземных дельт несколько отличаются от описанных выше. Обломочный материал здесь в общем более однородный и менее крупный (валунов почти нет); окатанность материала улучшается (увеличивается процент среднеокатанной гальки), заполнитель более промыт.

Отложения наземных дельт этого комплекса, развитые у западного подножия Ключевской группы вулканов, отличаются значительной

примесью вулканогенного материала. Разрезы периферических частей этих дельт были описаны нами в Капитанском Яре на 7 км ниже Козыревска и в двух ярах ниже пос. Козыревский Совхоз. В Капитанском Яре под шочвенно-пирокластическим чехлом мощностью 1,7 м вскрываются средне и мелкозернистые горизонтально-слоистые пески и гравийники с примесью слабопылеватого песка, местами преобладают прослой того же гравийника, обогащенного галькой и валунами (диаметром 1,5х3 м) хорошей, средней и плохой окатанности. Материал представлен в основном обломками базальтов и их шлаков и по характеру очень близок к отложениям современных «сухих» рек. Отложения уплотнены, что дает возможность распиливать их на кирпичи. Видимая мощность отложений 5-6 м.

В обрывах высотой 13-15 м, расположенных ниже Козыревского Совхоза, вскрывается однородная толща горизонтально-слоистых мелкозернистых и среднезернистых песков. В нижней части разрезов отмечаются прослой и линзы песков с галькой. Галька и валуны средне и хорошо окатаны, представлены черными и красными базальтами и их шлаками.

В большинстве случаев подошва отложений наземных дельт располагается ниже уреза рек. Однако в средней части депрессии в основании их отмечается цоколь из описанных выше ранне и среднеплейстоценовых отложений. Так, на правом берегу Камчатки на 8,5-км выше с. Киртаник в долинах рек Караковой и Козыревки под песчаными и песчаногалечными отложениями наземных дельт вскрываются отделенные от них ясно выраженным размывом толщи «синих глин» и «косослоистых песков», слагающие цоколь.

Наличие цоколя отмечается также в ряде случаев в привершинной части наземных дельт близ подножий Валагинского и Срединного хребтов (притоков Камчатки - р. Денохонок, Кавыча, Кирганик и др.). Поверхность наземных дельт террасирована, причем террасы образуют своеобразные веера, вершины которых находятся у подножия хребтов. Террасовидные ступени отделены одна от другой невысокими, но четкими уступами, которые на некотором расстоянии прослеживаются хорошо, а затем сливаются и исчезают; средняя и нижняя части дельт имеют типичный облик пологонаклонной равнины. Несомненно, террасированность привершинных частей наземных дельт и наличие цоколя связаны с вовлечением этих участков в новейшее поднятие вместе с массивами горных хребтов. Наличие цоколя в периферических частях наземных дельт в средней части Камчатской депрессии связано с существованием здесь поднятия в осевой части депрессии.

Вопрос о генезисе отложений и возрасте рассматриваемых наземных дельт решается на основании соотношения их с ледниковыми комплексами. Почти повсеместно удастся наблюдать как эти наземные дельты начинаются от прекрасно выраженных в рельефе конечноморенных образований. В Быстринской депрессии конечные

морены располагаются в пределах самого грабена, занимая там значительные площади. Крупные конечноморенные комплексы отмечаются против устьев троговых долин Дукук, Лунтос, Немтик, Утудумиц, Юртиная, почти во всех долинах у подножия Ганальского хребта. Во всех этих местах от внешней стороны морен и начинаются флювиогляциальные равнины молодых наземных дельт. В Камчатской депрессии ледники восточного склона Срединного хребта не заходили в пределы самой депрессии, их конечноморенные комплексы отлагались в троговых долинах в местах выхода последних из гор на равнину (притоки Камчатки - долины Андриановки, Кирганика, Большой Кимитины, Сухариков и др.). Здесь также ясно прослеживается непосредственная связь молодых наземных дельт с этими конечноморенными комплексами. Ледники Валагинского хребта по сравнению со Срединным отличались еще меньшими размерами - морены располагаются здесь в пределах самого горного хребта. Непосредственная связь наземных дельт депрессии с этими моренами не прослеживается, однако это объясняется только тем, что участки флювиогляциальных равнин, прилегающие к моренам, в пределах интенсивно поднимающегося в послеледниковое время передового фаса Валагинского хребта, почти повсеместно уничтожены эрозией.

Все конечноморенные комплексы, от которых начинаются молодые наземные дельты, хорошо сопоставляются между собой по облику и положению в рельефе. Они располагаются против устьев прекрасно выраженных троговых долин, имеют очень четкие границы и сохранность (почти не затронуты последующим эрозионным размывом). В пределах этих комплексов хорошо выражен типичный моренный холмисто-котловинный рельеф, без всяких затруднений читающийся на аэрофотоснимках. В ряде долин (Озерная Камчатка, Юртиная - приток Быстрой и др.) в пределах конечноморенного комплекса выделяются 5-8 более мелких гряд, фиксирующих осцилляции ледника. На склонах троговых долин им соответствуют валы береговых морен. Ледники подножий и ледники с расширенным концом в большинстве случаев не оставили моренных валов и гряд, а сформировали беспорядочный холмисто-котловинный рельеф с единичными внешними валами.

Описанные моренные образования отличаются прекрасной сохранностью и являются самыми молодыми следами плейстоценового оледенения в депрессии и окружающих ее горных сооружениях. Поэтому мы относим их к позднеплейстоценовому оледенению Камчатки и, более того, к его II фазе.

Состав отложений конечноморенных комплексов очень сходен. Это неслоистый и несортированный супесчаный и суглинистый материал с большим количеством разнозернистого песка, гравия, плохоокатанной гальки и валунов, угловатого и обитого щебня и глыб. Петрографический состав обломочного материала очень различен и зависит от литологии пород района областей питания ледников. Гранулометрический состав

заполнителя также может претерпевать изменения: в районах с широким развитием четвертичных зффузизов заполнитель представлен супесью с примесью песчаных частиц, в районах развития более древних осадочных и осадочно-вулканогенных толщ заполнитель суглинистый. Мощность моренных отложений, судя по высоте моренных холмов, может достигать 30-35 м. Сверху они повсеместно перекрыты чехлом пирокластики с прослоями погребенных почв мощностью от 0,5 до 2,5 м.

Описанный состав отложений свойствен в основном моренам горно-долинных ледников. В тех же случаях, когда образовывались огромные ледники подножий, как у западного подножия Ключевской группы вулканов, при сокращении ледникового покрова возникали значительные массивы «мертвых» льдов. В таких условиях накопление ледниковых и водноледниковых отложений характеризуется пестротой фациального состава. Большую, а иногда и ведущую роль здесь играют флювиогляциальные и лимногляциальные отложения.

Прекрасные разрезы такого рода области развития «мертвых» льдов наблюдаются по долинам рек Пахчи и Студеной у подножия Ключевской группы вулканов. Эти разрезы в 1961 г. были детально изучены Т. С. Краевой, В. И. Олюниным и И. В. Мелекесцевым. По долинам этих рек, наряду с собственно моренными отложениями (несортированные песчано-или супесчано-дресвяные отложения с обилием до 80-90% грубообломочного материала и местами сложной слоистостью), широко развиты водноледниковые осадки. Собственно флювиогляциальные отложения представлены песчано-галечным, песчано-галечно-валунным грубослоистым материалом. Лимногляциальные осадки, слагающие камы, представлены тонкослоистыми разностями. Они являются осадками небольших (10x20, 30x70 м) озерков между глыбами «мертвого» льда и нагромождениями морены. Это тонкослоистые супеси или пески, а также осадки, состоящие из чередующихся слоев щебнисто-дресвянистого переотложенного моренного материала и тонкослоистых песков разной крупности. В рассматриваемых разрезах ледниковых отложений постоянно присутствует большое количество переотложенного пирокластического материала и прослоев собственно вулканического пепла. Более подробно эти отложения были рассмотрены в статье И. В. Мелекесцева и Т. С. Краевой (1966).

Таким образом, описанные конечноморенные комплексы и начинающиеся от них флювиогляциальные равнины наземных Дельт объединяются в единый ледниковый комплекс. Результаты споровопыльцевого анализа подтверждают представление о холодном климате времени формирования этих осадков. Из конечноморенных отложений в долине Пахчи было исследовано на содержание пыльцы и спор два образца (рис. 25). В них отмечается резкое преобладание пыльцы травянистых растений (77-79%) над спорами (20-22%) и пылью древесных (1%). Среди травянистых ведущее место занимает пыльца Gramineae (73-78%) при подчиненном положении пыльцы Сурегасеae (9-

12%), *Artemisia* (2-9%) и разнотравья (6-11%). В группе спор доминируют Bryales (93-95%), представители других споровых растений присутствуют в незначительных количествах - Polypodiaceae 4-7%, Botrychium 1%, *Selaginella sibirica* до 2%, Sphagnales - едичино. Среди древесных и кустарниковых главное место занимает пыльца *Betula sect. Nanae* (61%) и *Alnaster* (22%). Пыльца древесных пород найдена в очень небольшом количестве: *Alnus* 10%, *Betula sect. Costatae* 2%, *B. sect. Albae* 2%, *Larix* 2%.

Характер растительности, отличавшейся господством открытых тундрово-болотных пространств с кустарниковой березой и небольшими участками лиственничников, а также значительным развитием ольхового стланика, указывает на климатические условия более суровые, чем современные.

В образцах из флювиогляциальных отложений рассматриваемого комплекса также отмечается подчиненное положение пыльцы древеснокустарниковой группы (2-56, ср. 22%) по сравнению с пыльцой травянистых (22-71, ср. 43%) и спорами (18-60, ср. 33%). В группе спор уменьшается количество Bryales (33-85, ср. 50%) и увеличивается процентное содержание Polypodiaceae (10-57, ср. 39%), Lycoperdiaceae (1-9, ср. 6%). В группе травянистых при уменьшении содержания Gramineae (16-59, ср. 38%) возрастает количество Сурегасеae (12-78, ср. 42%) и разнотравья (6-24, ср. 17%). В группе древесно-кустарниковых при уменьшении количества *Alnaster* (8%) возрастает содержание пыльцы *Alnus* (24-35%) и *Betula sect. Costatae* (6-29%). Содержание пыльцы *Betula sect. Nanae* изменяется от 8 до 32%. Встречены единичные пыльцевые зерна *Betula sect. Albae* и *Picea*.

Расширение площадей каменных березняков с наземным покровом из папоротников и разнотравья и прибрежных ольховников за счет некоторого сокращения лугово-болотных, ассоциаций свидетельствует о некотором улучшении климатических условий к концу оледенения. Однако сохранение доминирующего положения открытых пространств в растительном покрове, почти полное отсутствие ели все же указывает на то, что климат оставался суровее современного.

Флювиогляциальные равнины наземных дельт занимают большую часть депрессии, доходя в большинстве случаев до ее осевой части. Собственно же по периферии депрессии, непосредственно у подножия горных хребтов, располагаются предгорные шлейфы и небольшие конусы выноса. Предгорные делювиально-пролювиальные шлейфы представляют собой совокупность слившихся между собой небольших конусов выноса, располагающихся в устьях глубоких эрозионных рытвин и ложбин. Постоянного водотока у ложбин нет, они наполняются водой только во время таяния снега ели в периоды дождей.

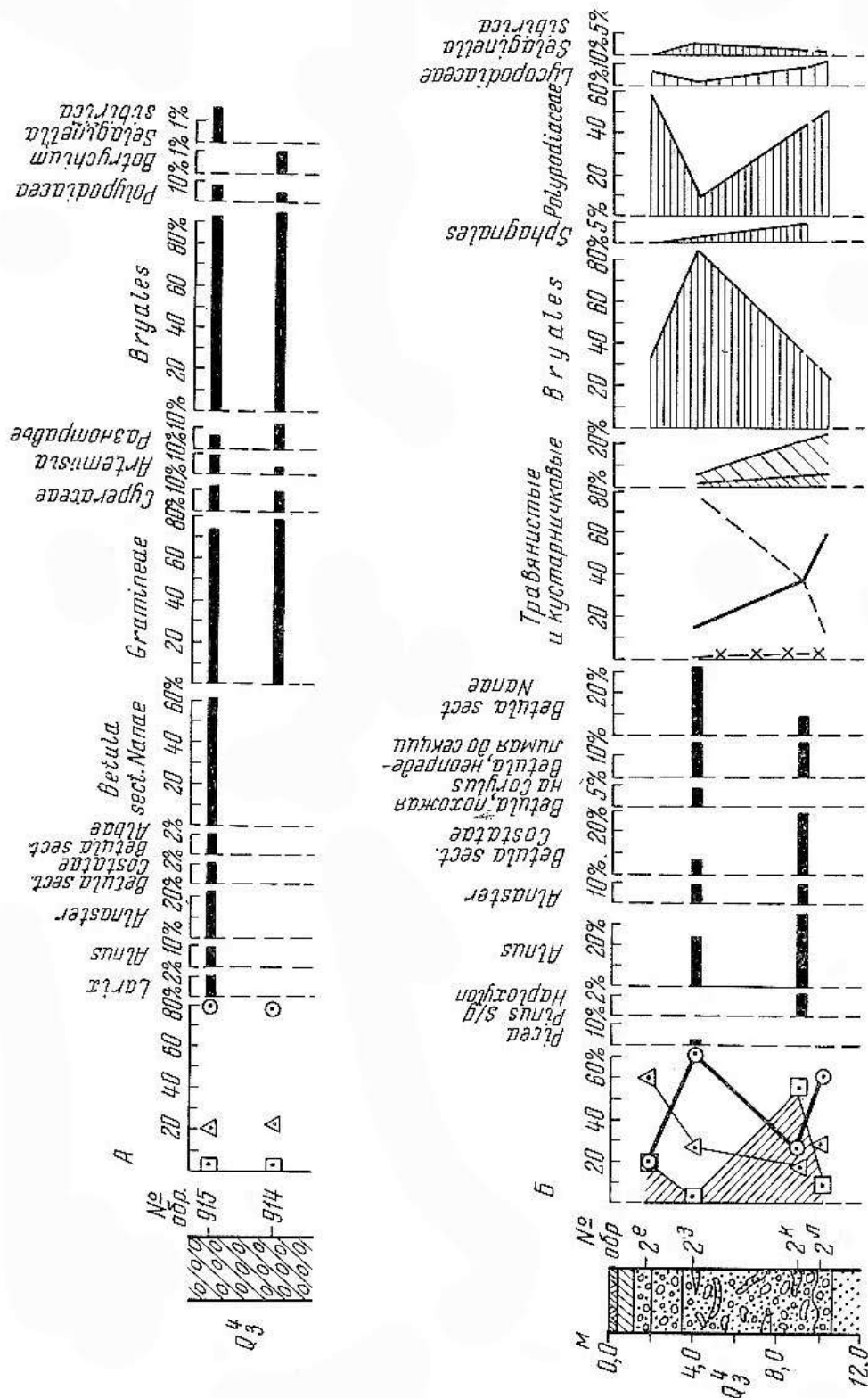


Рис. 25. Спорно-пыльцевые диаграммы ледниковых и водноледниковых отложений II фазы поздне-плейстоценового оледенения в долине р. Пахчи, Б — флювиогляциальные отложения наземной дельты р. Кавычи на 8 км выше пос. Кирганик.

Условные обозначения см. рис. 10

Отложения в пределах этих шлейфов представлены супесью или суглинками с большим количеством песка, дресвы и обломков горных пород.

Хорошо выражены в рельефе и отдельные конусы выноса, связанные с небольшими речками и ручьями, имеющими постоянный водоток только в верхнем и среднем течении. Выходя за пределы горного массива, этот

водоток еще какое-то время существует в пределах депрессии, а затем исчезает, фильтруясь в собственные наносы. Такие конусы выноса мы называем пролювиальными равнинами. Располагаются они обычно между вершинами наземных дельт, а иногда, сливаясь между собой образуют обширные шлейфы у подножия невысоких горных массивов. Отложения этих конусов выноса по сравнению с делювиально-пролювиальными лучше сортированы и окатаны, с довольно четкой слоистостью.

Пролувиальные конусы выноса широко развиты по периферии Никольского хребта, являющегося древним разрушенным вулканом. Слившись между собой, они образовали здесь пролювиальный шлейф шириной до 3-5 км. Этот шлейф подрезается рекой Камчаткой и образует обнажение Никольский яр.

Пролувиальные конусы выноса в большинстве случаев являются уже фиксированными образованиями. Они прорезаны руслами водотоков и сейчас размываются. Поверхность пролювиальных конусов выноса перекрыта обычно почвенно-пирокластическим чехлом, мощность и строение которого очень сходны с таковыми для флювиогляциальных равнин. Нами повсеместно наблюдалось, как флювиогляциальные равнины, пролювиальные конусы выноса и делювиально-пролювиальные шлейфы соприкасаются, но не перекрывают один другой. Это дает возможность говорить о синхронности образования всех названных форм рельефа. Следует, правда, отметить, что пролювиальные конусы продолжают формироваться и в настоящее время, однако в этом, случае они имеют небольшие размеры и либо вложены в описанные выше фиксированные образования, либо частично перекрывают их, занимая меньшие площади.

Таким образом, в Центральной Камчатской депрессии хорошо выделяется комплекс одновозрастных форм рельефа, включающих морены, флювиогляциальные, пролювиальные и делювиально-пролювиальные равнины, образование которых происходило во время II фазы позднеплейстоценового оледенения.

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ И ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ I ФАЗЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (Q₃²)

Наряду с рассмотренными выше комплексами форм рельефа, синхронными последнему этапу позднеплейстоценового оледенения, в Камчатской депрессии широко распространены остатки более древних равнин, в настоящее время приподнятых и расчлененных. Мы связываем их образование, как будет показано ниже, с I фазой позднеплейстоценового оледенения. Наиболее значительные массивы таких равнин распространены в осевой части среднего участка Камчатской депрессии (от Верхне камчатска до Среднекамчатска, см. рис. 2). Эти террасовидные поверхности являются сохранившимися от размыва участками обширных форм, которые своими очертаниями и рельефом

напоминают большие наземные дельты с вершинами, обращенными в сторону Срединного и Валагинского хребтов. Мы будем называть их древними наземными дельтами. Одни из них оказались в благоприятных условиях и сохранили многие черты первоначального облика. Таковы остатки террасовидных поверхностей в нижнем течении р. Щапиной, на междуречье Караковой и Козыревки и Камчатки, на междуречье Китильгина и Урц. В других случаях эти равнины подверглись значительному размыву и сохранились в виде отдельных участков: междуречье Кирганика и Андриановки, Андриановки и Большой Кимитины. Вершинные части всех этих дельт, прилегавшие к горным хребтам, оказались размывтыми; здесь располагаются более молодые флювиогляциальные и аллювиальные равнины, которые были описаны выше. Сохранились остатки древних дельт только в осевой части депрессии, испытавшей недавние поднятия. Однако и здесь они часто разделены на отдельные участки глубоко врезанными «заливами» более молодых флювиогляциальных равнин.

Для отложений рассматриваемых древних дельт повсеместно характерно двучленное строение. В верхней части разреза залегает мощная (от 10 до 60 м) однородная толща песков и супесей. Нижняя часть разреза сложена грубыми гравийно-галечно-песчаными отложениями. В подавляющем большинстве случаев наземные дельты имеют цоколь из более древних пород (толщи «синих глин» и «косослоистых песков»). Отложения этих поверхностей были изучены нами в подмываемых р. Камчаткой береговых обрывах (ярах) или расчистках. На строении их мы и остановимся подробнее.

Первый из указанных массивов располагается в нижнем течении р. Щапиной и представляет собой равнину, повышающуюся по мере удаления от р. Камчатки (абс. высоты ее у р. Камчатки 110-115 м, вблизи восточного окончания 125-130 м, относительные высоты соответственно 25-30 и 40-50 м). Отложения периферической части этой равнины вскрываются в яре, который мы назвали Длинным (0,5 км ниже устья р. Урц). В этом яре описаны (снизу вверх; см. рис. 26):

	Высота над урезом, м
1. Горизонтально-тонкослоистые сизые суглинки, глины и тонкозернистые пески с линзами торфов мощностью до 1 м	0,00—4,5. (5,5)
2. Пески серые среднезернистые, пачками косослоистые и горизонтальнослоистые; имеются линзы и прослои галечников. Пески залегают на сизых суглинках с размывом (амплитудой до 1—1,5 м)	4,5—10
3. Гравийно-галечно-песчаные отложения серого цвета. Песок разнозернистый, гравелистый; галька мелкая, средне и хорошо окатанная. На нижележащих отложениях залегают с четким размывом (амплитудой до 1—1,5 м)	10—17
4. Супесь палевая, плотная, с четкой параллельной близкой к горизонтальной слоистостью, образованной чередованием тонких (менее 1 см мощностью) слоиков супесей. и мелкозернистых пылеватых песков. В толще супесей имеются отдельные пачки мелкозернистых и среднезернистых пылеватых песков	17—27
5. Почвенно-пирокластический чехол	27—28,5

Из описанных пяти горизонтов нижние два, залегающие в основании обрыва, слагают цоколь этой равнины (толщи «синих глин» и «косослоистых песков»). К собственно отложениям рассматриваемой поверхности относятся горизонты 3 и 4, залегающие на цоколе с ясным размывом.

Для минералогического состава этих отложений, по данным А. Р. Гептнера, характерно преобладание обломков эффузивных пород (от совершенно свежих до метаморфизованных и хлоритизированных) и присутствие большого количества обломков плагиоклазов. Материал очень плохо окатан.

Н. П. Куприна (1966) считает обнажение яра Длинного обрывом 30-метровой террасы р. Камчатки. Однако на самом деле, как показывают маршрутные исследования и дешифрирование аэрофотоснимков, эта поверхность не является речной террасой. Она представляет собой, как уже указывалось выше, дельтовидную в плане равнину, постепенно повышающуюся от реки и не имеющую никаких перегибов, которые можно было бы считать тыловым швом террасы. В сущности это подрезанная р. Камчаткой древняя дельта Щапиной, аналогичная выше описанным более молодым наземным дельтам, но более приподнятая и расчлененная.

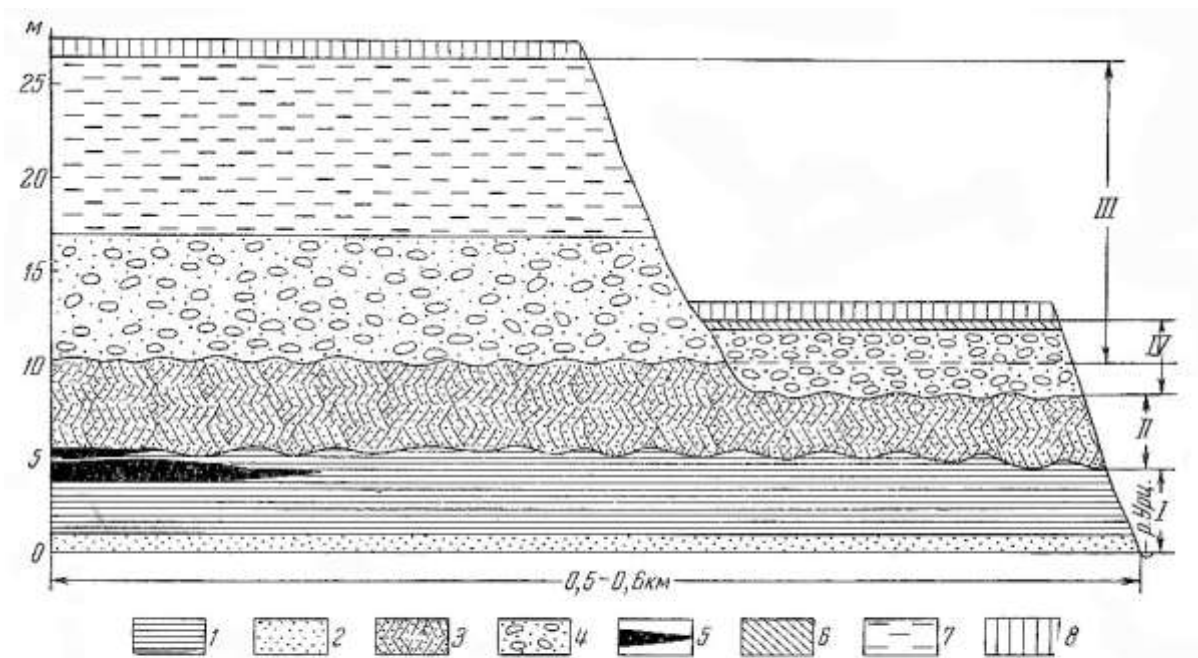


Рис. 26. Схема строения яра Длинного

I — тонкопереслаивающиеся супеси, суглинки, пески; *2* — пески; *3* — пески «косослоистые»; *4* — галечники; *5* — торф; *6* — супесь; *7* — супесь тонкослоистая; *8* — супесь покровная; *I* — толща озерных «синих глин» (Q_2^2); *II* — толща аллювиальных «косослоистых песков» ($Q_1^2-Q_2^1$); *III* — флювиогляциальные отложения *I* фазы позднелейстоценового оледенения (Q_3^2); *IV* — флювиогляциальные отложения *II* фазы позднелейстоценового оледенения (Q_3^4)

Аналогичное строение имеет террасовидная поверхность, расположенная между долинами Китильгина и Урц. Высоты ее постепенно возрастают с северо-востока на юго-запад по направлению к горам от 120-125 до 160 м. От низких террас в долине Камчатки она

отделяется уступом высотой 40-50 м. Строение этой поверхности не отличается от строения наземной дельты р. Шапиной в Длинном яре. Верхняя часть разреза сложена мощной (15-25 м) толщей параллельнослоистых супесей с прослоями среднезернистых песков в низах горизонта. Супеси подстилаются гравийно-галечно-песчаной толщей темно-серого цвета с неясной слоистостью, видимая мощность 10 м.

Следующий крупный массив древней наземной дельты расположен на междуречье Камчатки и Караковой - Козыревки. Он представляет собой увал, вытянутый с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении постепенно снижается высота его наклонной поверхности от 190 до 120 м. Относительные высоты уменьшаются соответственно от 100-120 до 40-50 м. В наиболее приподнятой южной части эта поверхность имеет вид высокой террасовидной равнины. Севернее, по мере снижения высот, она приобретает вид типичной наземной дельты, в пределах которой горизонтали описывают концентрические полуокружности.

Наиболее полно отложения средней части междуречья вскрываются в яре Каледече, а также в обрывах, подмываемых реками Козыревкой и Караковой. В нижнем по течению конце яра Каледеча обнажаются снизу вверх:

	Высота над урезом, м
1) Горизонтально-тонкослоистые сизо-синие суглинки, супеси и тонкозернистые пески	0,00—2,00
2) Пески серо-желтые, крупнозернистые, с большим количеством дресвы и плохоокатанного гравия, представляющие собой переотложенный пирокластический материал. У подошвы слоя большое количество обломков стволов, ветвей, корней деревьев. Пески залегают на синих суглинках с размывом (амплитудой до 2 м).....	2,0—5,5
3) Переслаивание серых среднезернистых горизонтальнослоистых песков, разнозернистых косослоистых песков с примесью переотложенного пирокластического материала и песков с гравием и мелкой галькой	5,5—7,00
4) Галечник темно-серый. Галька мелкая и средняя, хорошо и среднеокатанная, заполнитель — среднезернистый гравелистый песок. На нижележащих отложениях залегают с размывом	7,00—8,5
5) Песок с гравием и мелкой галькой (25% от общего объема)	8,5—10,0
6) Песок темно-серый мелкозернистый и среднезернистый пылеватый с параллельной, близкой к горизонтальной слоистостью, образованной чередованием линзовидных тонких слоев песка разной крупности. В нижней части отмечаются пачки среднезернистых песков с косой слоистостью	10,00—56,5
7) Почвенно-пирокластический чехол с двумя четкими слоями белого пепла на глубине 0,1 и 0,3 м.....	56,5—58

В описанном разрезе нижние горизонты: 1, 2 и 3 слагают цоколь террасовидной поверхности (соответственно толщи «синих глин» и «косослоистых песков»). Отложениями собственно наземной дельты являются осадки 4, 5 и 6 горизонтов. Обращает внимание большая мощность и однородность верхней песчаной толщи. Для нее характерна

ясно выраженная параллельная слоистость, общего однообразия которой не нарушают отдельные пачки с кривой слоистостью.

Для минералогического состава песков яра Каледеча, по данным А. Р. Гептнера, характерно значительное количество обломков красных шлаковидных пород и очень небольшое количество темно-серых и черных сланцев и филлитов. Основная масса обломочного материала в той или иной степени окатана, обломков с острыми углами и гранями чрезвычайно мало. Значительное количество обломков окатано исключительно хорошо (форма зерен от овальных, яйцевидных до шарообразных) большая часть зерен этого типа имеет матовую поверхность. А. Р. Гептнер считает, что эти пески очень похожи на чистые и слабо перемытые эоловые пески северной части долины Нила и на некоторые эоловые пески СССР, описанные П. И. Фадеевым (1951). Они одинаковы по характеру обработки (форма зерен и их поверхность) и по гранулометрическому составу (это главным образом обломки мелко и среднезернистой песчаной размерности). Наличие в образцах из яра Каледеча; обломков пород и минералов, подвергшихся эоловой обработке (частично перевеянные флювиогляциальные отложения), может указывать на наличие таких условий, при которых происходило перевеявание песков погребавшихся новыми порциями водных отложений.

Эти представления полностью подтверждаются геоморфологическими исследованиями. В периферической части рассматриваемого «каледечского» массива, сложенного теми же песками (район озер Шумное, Гагар и др.), широко развит типичный эоловый рельеф. Здесь имеются узкие гряды, ориентированные в северо-восточном и северо-северовосточном направлениях, отделенные одна от другой столь же узкими понижениями. Каждое из понижений разделено множеством перемычек, перпендикулярных к их длинным осям, в результате чего понижения распадаются на ряд изолированных котловин разной глубины. Описанный рельеф приурочен к полосам северо-восточного простираения шириной около 1-1,5 км, между которыми располагаются обширные плоские заболоченные участки. Наиболее низкие части этих участков заняты многочисленными озерами, а на некоторых отмечены параболические дюны.

Строение междуречья рек Караковой, Козыревки и Камчатки (кроме яра Каледеча) аналогично строению ряда яров по долине р. Козыревки. Это те же мелкозернистые, реже среднезернистые пылеватые пески с четкой горизонтальной слоистостью, местами подстилающиеся галениками, а местами залегающие прямо на породах цоколя. В одном из разрезов на правом берегу Караковой, в 2,5 км к востоку от устья ручья Смево, в мелкозернистых песках основания обрыва в коренном залегании был найден хорошо сохранившийся бивень мамонта. Цоколь в основании рассматриваемой равнины существует в большинстве яров, лишь местами отложения террасовидной поверхности слагают обрыв до уреза. Обращает внимание, что в юго-западной части рассматриваемого массива (район

дер. Долиновки) отложения его несколько отличны от описанных в яре Каледече и долине Козыревки. Здесь в расчистке 35-метрового уступа террасовидной поверхности вскрываются параллельнослоистые темно-серые мелкозернистые и среднезернистые пески (мощностью 20 м), подстилаемые параллельно-слоистыми темно-серыми суглинками с прослоями светлых супесей (мощностью 15 м). Ниже 5-метровая осыпь, основание уступа не расчищено. Таким образом, здесь в строении рассматриваемой равнины принимают участие одновременно, параллельнослоистые пески, суглинки и супеси.

Максимальная мощность отложений, слагающих «каледечский массив», наблюдается в районе яров Каледеча и Изумреча, где она достигает 100-120 м. Ниже по течению мощность отложений постепенно уменьшается. Подошва отложений также имеет заметный наклон к северо-востоку и северо-северо-востоку: наиболее высоко (в пределах изученных участков) она располагается на правом берегу нижнего течения р. Караковой – 95-96 м в яре Каледече, расположенном непосредственно к востоку, отметка подошвы равна 77—79 м. Минимальная абсолютная высота подошвы (60 м) отмечена на левом берегу р. Козыревки, в 4,5 км ниже устья ручья Малая Романовка.

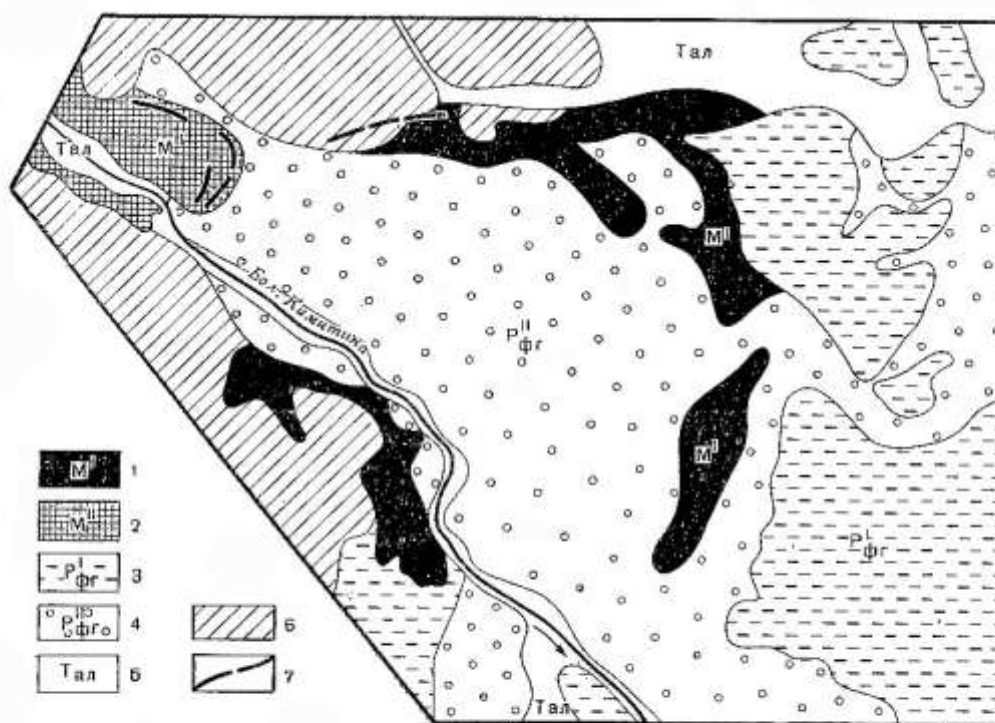


Рис. 27. Схема соотношения ледниковых комплексов двух фаз позднеплейстоценового оледенения в Камчатской депрессии

1 — морена I фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^2); 2 — морена II фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^4); 3 — флювиогляциальные равнины I фазы (Q_3^2); 4 — флювиогляциальные равнины II фазы (Q_3^4); 5 — послеледниковые аллювиальные равнины (Q_4); 6 — горное обрамление; 7 — моренные вали

Итак, для отложений всех рассмотренных древних наземных дельт характерно двучленное строение. Вверху залегает очень мощная однородная толща песков или супесей, нижняя толща представлена

песчано галечными осадками. Все массивы рассмотренных террасовидных равнин имеют цоколь высотой порядка 7-10 м, что, несомненно, свидетельствует о новейшем поднятии этих участков территории. Здесь существует и обратная связь - участки древних наземных дельт сохранились именно в пределах этого поднятия в осевой части Камчатской депрессии. В процессе проявления новейших движений поверхность этих равнин была разбита тектоническими трещинами. Последние хорошо подчеркиваются направлением и резкими изгибами заложившихся вдоль них эрозионных форм. В том случае, когда массивы сложены песками, последние представлены в основном глубоко врезанными оврагами (средняя часть междуречья Козыревки и Камчатки). Если же массивы сложены слоистыми супесями, то преобладают балкообразные понижения, ориентированные с юго-запада на северо-восток, параллельно одна другой и подножию горных хребтов (междуречье Китильгина и Урц, Кирганика и Малой Кимитины).

Вопрос о генезисе и возрасте рассмотренных древних дельт решается на основании следующих фактов. На междуречье Большой Кимитиной и Козыревки массив древней наземной дельты начинается от моренной гряды, имеющей вид дуги, выпуклой стороной обращенной к центру депрессии (рис. 27). Эта моренная гряда располагается в пределах депрессии значительно ниже по течению, чем описанный выше четко замыкающийся в устье троговой долины молодой конечно моренный комплекс II фазы позднеплейстоценового оледенения. В настоящее время, моренная гряда сильно размыта, особенно в центральной части, и выступает в рельефе в виде отдельных массивов высотой 20-30 м на фоне более молодой флювиогляциальной равнины последней фазы. Сохранившиеся ее массивы сверху сложены покровными палевыми супесями, которые в шурфах глубиной 2,5 м нами не были пройдены. Однако Л. И. Лапшин в 1963 г. обнаружил здесь под покровными супесями на наиболее повышенной части гряды типичные моренные отложения - неслоистый и несортированный грубообломочный материал с супесчаным и суглинистым заполнителем. В приводораздельной части возвышенности и на ее склонах наблюдается слабо выраженный холмисто-котловинный рельеф. На основании указанных взаимоотношений этой моренной гряды с конечноморенными дугами и флювиогляциальными равнинами более молодого комплекса II фазы, а также, учитывая ее сравнительно худшую сохранность, мы считаем, что эта гряда образовалась в более древний этап наступания ледника. Начинаясь от нее древняя дельта междуречья Козыревки и Камчатки имеет водноледниковый генезис и сформировалась во время таяния ледников этого этапа.

Во флювиогляциальных отложениях древней дельты р. Щашшой. (яр Длинный) Н. П. Куприной (1966) были обнаружены нижняя челюсть с зубами и отдельные зубы *Mammuthus primigenius*, что дает возможность

датировать древний ледниковый комплекс верхним, плейстоценом и связывать его с I фазой позднеплейстоценового оледенения.

К этому же этапу мы относим маломощные моренные отложения на водоразделе невысокого коренного увала, протягивающегося на правом берегу р. Камчатки от устья р. Правой Камчатки до с. Пушино. Увал находится за границами распространения II фазы позднеплейстоценового оледенения и ее ледниками заведомо не покрывался. Поверхность увала представляет собой пологоволнистую равнину, сложенную сизоватосерыми вязкими глинами и суглинками с большим количеством грубообломочного материала: обитого и оглаженного щебня, плохоокатанной разноразмерной гальки и валунов.

К I фазе позднеплейстоценового оледенения, по нашему мнению, следует относить моренные отложения гребня пологого длинного увала, протянувшегося на северо-восток вдоль подножия холма с высотой 770 м на левом берегу Андриановки (Лапшин, 1963). Здесь в шурфах глубиной 2,5-2,8 м были вскрыты суглинки с плохо и среднеокатанной галькой и обломками меловых порфиритов, их туфов, диоритов. Этот материал не мог быть отложен ледниками II фазы, так как они оканчивались значительно выше по течению реки.

На остальной территории Центральной Камчатской депрессии ледниковых отложений I фазы нет. Это объясняется тем, что конечноморенные комплексы ледников этой фазы располагались по периферии депрессии, где сейчас наиболее широко развиты более молодые флювиогляциальные и аллювиальные равнины. Естественно, что при образовании последних более древние ледниковые формы были размывы.

Таким образом, в депрессии выделяется комплекс ледниковых образований I фазы позднеплейстоценового оледенения и связанных с ними флювиогляциальных равнин древних наземных дельт.

Из флювиогляциальных отложений яров Каледеча и Длинного спорово-пыльцевым анализом обработано 22 образца, в большей части которых получены некондиционные спектры. Лишь в некоторых удалось произвести подсчет процентных соотношений между отдельными группами растений и внутри них. В этих образцах отмечается преобладание пыльцы древесных и кустарников (46-57, ср. 52%) и спор (33-42, ср. 39%) при небольшом количестве пыльцы травянистых (6-12, ср. 9%). В группе древесных доминирует пыльца *Alnaster* (70%) и *Betula sect. Costatae* (23%). В небольшом количестве содержится пыльца *Alnus* (40%), *Betula sect. Nanae* (2%), *Larix*, *Pinus subgen. Haploxydon*, *Betula sect. Albae* (единичные зерна). Среди спор доминируют *Polypodiaceae* (90%) и *Lycopodiaceae* (10%). В группе травянистых встречена пыльца *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ericales* и разнотравья.

В растительном покрове ведущее место занимали леса из каменной березы с покровом из папоротников и разнотравья, на склонах гор были широко развиты заросли ольхового стланика. Возможно, имелись

небольшие участки лиственничных лесов. Климатические условия были более благоприятными, чем в эпохи максимального развития ледников. Однако почти полное отсутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы ели и значительный процент пыльцы ольхового стланика указывают на то, что они оставались все же несколько холоднее современных.

При трактовке как рельефа, так и генезиса осадков террасовидных поверхностей, выделяемых нами как флювиогляциальные равнины I фазы позднеплейстоценового оледенения, мы расходимся с другими исследователями. Дело в том, что наклонные поверхности этих флювиогляциальных равнин подрезаются в разных местах р. Камчаткой и дают уступы или яры разной высоты. Это послужило основанием для выделения здесь С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским серии эрозионных террас р. Камчатки высотой 35-40, 50-60 и 90-100 м. Н. П. Куприна. (1966), как уже указывалось, также считает яр Длинный обрывом 30-метровой террасы р. Камчатки. Маршрутные исследования и изучение аэрофотоснимков на все эти площади показывают, что выделить, здесь какие-либо террасы и разделяющие их уступы не представляется возможным. Это единые наклонные к долине Камчатки равнины, представляющие остатки размытых древних наземных дельт. Рельеф их поверхности зависит от характера слагающих осадков. Районы развития пылеватых супесей отличаются развитием пологосклонного холмисто-западного рельефа, связанного, по-видимому, с просадочными явлениями, что отмечали еще С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940). На участках, сложенных песками, развиты почти плоские поверхности, расчлененные глубокими узкими оврагами.

Представление о том, что рассматриваемые террасовидные равнины являются не террасами Камчатки, а древними наземными дельтами ее притоков, подтверждается данными минералогического анализа. По заключению А. Р. Гептнера, сравнение образцов из флювиогляциальных отложений яров Длинного и Каледеча между собой и с более древними отложениями депрессии показало: а) ничтожное количество или даже полное отсутствие обломков метаморфических пород; б) различный состав обломков в отложениях этих двух разрезов. По мнению А. Р. Гептнера, первое обстоятельство дает возможность предполагать в это время отсутствие значительного перемещения материала по Камчатской депрессии с юго-запада на северо-восток, т. е. вдоль ее оси. Второе обстоятельство показывает, что питающие провинции во время накопления флювиогляциальных отложений I фазы для районов седиментации яров Каледеча и Длинного были различны.

Это заключение прекрасно согласуется с нашими представлениями о формировании этих равнин притоками р. Камчатки, причем на правом берегу наземные дельты формировались реками Щапиной и Китильгиной, начинавшимися с Валагинского хребта, а на левобережье - реками Козыревкой, Караковой, Сухарики, начинавшимися со Срединного хребта. Возможно, с разными областями питания, а также разной водностью рек

связано преобладание в первом случае в разрезах супесчаных, а во втором - песчаных разностей.

Находки фауны поздне-палеолитического комплекса как во флювиогляциальных супесях яра Длинного, так и в покровных супесях яров, расположенных выше по течению, показывают, что они накапливались синхронно. Подтверждением этому служит и тот факт, что поверхности яров Длинного и Каледеча покровными супесями не покрыты. Это, кстати, не дает возможности считать «каледечский» массив более древним, поскольку все более древние отложения, включая и межледниковые, перекрываются покровными супесями. Выпадавший в это время тонкий пирокластический материал покровных супесей здесь переотлагался тальми ледниковыми водами и в одних случаях принимал участие в строении отложений наземных дельт (слоистые супеси дельт Щапиной, Китильгиной), а в других выносился за пределы депрессии («каледечский» массив).

С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940), а затем Н. П. Куприна (1966) считали отложения, вскрывающиеся в яре Каледече, озерными на основании их однородного состава, прекрасной окатанности, горизонтальной и волнистой слоистости. По нашему мнению, это зандровые отложения. Они обнаруживают большое сходство с перигляциальными формациями Русской равнины по многим признакам, описанным Г. И. Горецким (1958). В обоих случаях обращает внимание повышенная мощность отложений, отсутствие пойменных и старичных фаций, горизонтальная и волнистая слоистость отложений, уменьшение их мощности вниз по течению, причем отметки кровли отложений уменьшаются быстрее, чем отметки уреза воды.

Против озерного генезиса свидетельствует рельеф Поверхности равнины, имеющей вид наземной дельты, а также данные диатомового анализа. В многочисленных образцах из этих отложений отмечен комплекс диатомовых, обнаруживающий при сравнении с современными наибольшее сходство с комплексами временных проток р. Камчатки. Данные диатомового анализа, проведенного Н. В. Анисимовой (см. Кушев и Ливеровский, 1940, приложение, обр. 25), не противоречат нашим выводам о генезисе осадков. Характерными формами этого аллювиального комплекса, по нашим данным, являются: *Melosiraitalica* subsp. *subarctica* O. Mull., *M. varians* Ag., *Stephanodiscus* sp. (неопределимые единичные обломки), *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz., *T. flocculosa* (Roth.) Kutz., *Meridion circulare* Ag. var. *circulare* et var. *constricta* (Ralfs) V. H., *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grim., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kutz., *Achnanthes lanceolata* (Breb.) Grun., *Navicula cryptocephala* var. *venata* (Kutz.) Grun., *N. gregaria* Donk., *N. viridula* var. *avenacea* (Breb.) Grun., *Cymbella perpusilla* A. Cl., *C. ventricosa* Kutz., *Nitzschia palea* (Kutz.) W. Sm. Наличие горизонтальной и волнистой слоистости также не является признаком только озерных отложений. В 14-метровых обрывах флювиогляциальной равнины II фазы

позднеплейстоцеиового оледенения в 5 км ниже Козыревска нами была описана очень однородная толща мелкозернистых и ореднезернистых песков с прекрасно выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, аналогичной таковой яра Каледеча. Прекрасная окатанность зерен песка яра Каледеча связана с его эоловым перевеванием.

Выводы

Из всего изложенного в двух последних разделах видно, что среди выраженных в рельефе депрессий ледниковых образований выделяются два комплекса ледниковых и водноледниковых форм рельефа на основании их различной сохранности, взаимоотношений и положения на разных гипсометрических уровнях.

Конечноморенные образования более молодого комплекса располагаются против устьев почти всех троговых долин либо в пределах самих горных хребтов, либо непосредственно у их подножий. Они имеют очень четкие границы, прекрасную сохранность и хорошо выраженный холмисто-котловинный рельеф. От них начинаются флювиогляциальные равнины - типичные наземные дельты со слабовыпуклой поверхностью, наклоненной к центру депрессии.

Формы рельефа и отложения более древнего комплекса, особенно ледниковые, подверглись размыву и сохранились значительно хуже. Моренные отложения этого комплекса располагаются за границами «свежих» конечноморенных гряд на территории, которая более молодыми ледниками заведомо не покрывалась. Ледниковые отложения с трудом дешифрируются на аэрофотоснимках, имеют нечеткие границы, сильно размыты и часто выступают в рельефе в виде отдельных массивов на фоне более молодых флювиогляциальных равнин. Флювиогляциальные равнины древнего комплекса распространены шире, чем собственно ледниковые. Значительные по площади участки таких равнин сохранились в пределах осевого поднятия среднего участка Камчатской депрессии.

Судя по фаунистическим находкам Н. П. Куприной (1966), возраст ледниковых образований древнего комплекса позднеплейстоцеиовый. Ледниковые отложения более молодого комплекса, естественно, также не древнее позднего плейстоцена.

Существенным является вопрос, правильно ли относить выделенные разновозрастные ледниковые формы к двум фазам единого оледенения, а не к двум самостоятельным оледенениям? Однако отсутствие каких бы то ни было межледниковых отложений, (разделяющих эти комплексы, не дает возможности выделить здесь две самостоятельные ледниковые эпохи. Нет в пределах депрессии и никаких форм рельефа, которые можно было бы относить к межледниковью. Флювиогляциальные равнины II фазы непосредственно вложены во флювиогляциальные равнины I фазы, отделяясь от них только четким уступом. Учитывая изложенное выше, мы считаем более правильным сопоставлять выделенные комплексы с двумя

фазами наступания ледников в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху, датируя их соответственно как Q_3^2 и Q_3^4 . В межфазовый промежуток (Q_3^3) продолжалось таяние ледников первой фазы, формирование осадков флювиогляциальных равнин и образование уступа, разделяющего флювиогляциальные равнины обеих фаз.

В обоих случаях оледенение было горно-долинным. Во время I фазы ледники выходили в пределы депрессии, образуя ледники подножий типа Маляспина и с расширенным концом. Можно предполагать, что сравнительно узкие участки депрессии (Быстрийская депрессия, южная часть Камчатской депрессии) целиком заполнялись льдом. В средней части Камчатской депрессии ледники располагались по ее периферии.

Во II фазу ледники в Камчатской депрессии оканчивались либо непосредственно у подножия горных хребтов (восточный склон Срединного хребта), либо в пределах последних (Валагинский хребет). Лишь на юге ледники выходили в Быстринскую депрессию, образуя здесь расширенные концы и иногда достигая ее центра. Крупный ледник, опускавшийся по долине Озерной Камчатки, заполнял самую узкую часть депрессии на водоразделе рек Быстрой и Камчатки. Огромный ледник существовал в это время в северной части депрессии у подножия Ключевской группы вулканов. Он смыкался с ледником подножия вулкана Шивелуч, перегораживая долину р. Камчатки.

К югу от берега Укинской губы слившиеся ледники подножий Срединного хребта полностью перекрывали северное окончание депрессии Края ледников упирались в низкогорные массивы, являвшиеся северным продолжением хребта Кумроч.

Следует подчеркнуть, что выделяемые нами две фазы позднеплейстоценового оледенения Камчатки не соответствуют фазам С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940) не только по возрасту, но и по содержанию. Они выделяли две фазы на основании различного гипсометрического положения конечных морен, причем брались разные участки депрессии и разные долины. По нашим данным, все выделенные ими морены хорошо сопоставляются между собой по положению и характеру рельефа и относятся только ко II фазе позднеплейстоценового оледенения. Абсолютные высоты окончания ледников зависят от характера рельефа и гипсометрического положения местности и связаны с различиями мощностей ледников. Последние же зависят от количества осадков в областях питания, от питания ледников из одного или нескольких фирновых бассейнов, от положения этих бассейнов на склонах разной экспозиции. Вследствие этого абсолютные высоты конечноморенных комплексов весьма сильно отличаются даже на близлежащих участках. Так, например, абсолютные отметки моренной гряды северного языка ледника, вышедшего из троговой долины р. Озерной Камчатки, равны 420-480 м, а конечная морена южного конца этого ледника лежит на абсолютной высоте около 600-650 м. Один из языков рассматриваемого ледника лежал в понижении на поверхности вулканического плато

левого берега р. Озерной Камчатки и образовал конечную морену на высоте около 800 м. В долине р. Левый Кирганик конечноморенная гряда располагается на абсолютных отметках 440-470 м, а в долине рек Большая Кимитина и Сухарики соответственно на высоте 300-340 и 340-400 м.

Таким образом, абсолютные высоты конечноморенных гряд молодого ледникового комплекса в разных долинах отличаются по крайней мере на 300-350 м, изменяясь от 300 до 650 м над уровнем моря, в зависимости от мощностей существовавших ледников, уклонов их ложа и других причин.

Поэтому разделение морен по возрасту только на основании их различного гипсометрического положения без тщательного геоморфологического картирования ледниковых комплексов может привести к серьезным ошибкам, особенно при мелкомасштабных работах и маршрутных исследованиях. Яркий пример подобной ошибки можно найти у А. В. Щербакова (1938), проводившего в бассейне р. Озерной Камчатки маршрутные геологические исследования. Им выделены здесь следы среднечетвертичного и верхнечетвертичного оледенений. К первому из них отнесены ледниковые отложения на поверхности вулканического плато высотой около 800 м, ко второму - конечные морены в долине реки, расположенные на абсолютных отметках 500-600 м, хотя и те и другие оставлены одним ледником, шедшим по долине Озерной Камчатки, и являются, следовательно, одновозрастными.

Из изложенного следует, что выделение разновозрастных ледниковых осадков должно проводиться на основании комплекса признаков - их сохранности, взаимоотношения и положения на разных гипсометрических уровнях.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ РАВНИНЫ НАЗЕМНЫХ ДЕЛЬТ (Q₄). НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ НАЗЕМНЫХ ДЕЛЬТ И СЛАГАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В предыдущих разделах были рассмотрены позднеплейстоценовые наземные дельты, образование которых уже закончилось к настоящему времени. Свободные дельты; вложенные во флювиогляциальные равнины II фазы позднеплейстоценового оледенения, имеют голоценовый возраст. Они образуются в настоящее время почти всеми притоками р. Камчатки и увязываются с комплексом низких аккумулятивных террас последней. Эти наземные дельты характеризуются слабо или почти не врезанной сетью водотоков, которые перемещаются по мере накопления наносов из одних участков дельты в другие; в итоге отложения накапливаются на всей поверхности дельты. Следует особо подчеркнуть, что водотоки не иссякают в пределах наземной дельты, а доносят свои воды до р. Камчатки, часто собираясь перед впадением в нее в одно русло. В сущности этот процесс ничем не отличается от процесса накопления аллювия в долине р. Камчатки, когда последняя, пересекая зоны

интенсивных прогибаний, дробится на многочисленные рукава и протоки, блуждающие по пойме, шириной в несколько километров. Отложения свободных наземных дельт представлены песчано-галечным материалом. Галька большей частью средняя и мелкая, хорошо и среднеокатанная, песок разномзернистый с преобладанием то среднезернистого, то крупнозернистого, обычно достаточно промытый. В верхней части разреза отмечаются прослой более тонкого материала - тонкозернистых песков и суглинков. Отложения горизонтально, реже косослоистые. Характер осадков по мере удаления от гор изменяется мало. В периферических частях наземных дельт вскрываются те же песчано-галечные отложения, отличающиеся меньшими размерами гальки, лучшей сортировкой и большей мощностью пойменной фации. По всем признакам, эти отложения не отличаются от аллювиальных. Вследствие этого мы называем свободные наземные дельты аллювиальными равнинами. От обычных аллювиальных речных террас они отличаются лишь морфологическими особенностями, генетический же тип слагающих их осадков в сущности один и тот же.

Особое место занимают наземные дельты, формирующиеся в настоящее время у подножия Ключевской группы вулканов. Морфологически они ничем не отличаются от описанных наземных дельт депрессии, однако в строении их отложений намечаются существенные особенности. Последние обусловлены тем, что образование наземных дельт в пределах вулканических сооружений связано с деятельностью так называемых «сухих» рек. «Сухими» эти реки называются благодаря эпизодичности их стока. Вода наблюдается в русле в основном весной и в начале лета, а в остальное время только в периоды сильных дождей. Эти особенности «сухих» рек связаны не с изменением климатических условий в вулканических районах (количество осадков здесь может даже увеличиваться), а с высокой водопроницаемостью рыхлых вулканических продуктов, слагающих подножия вулканов. Вследствие этого реки имеют постоянный водоток только в верхнем течении, а ниже (в периоды пониженной их водности) вода целиком фильтруется в наносы. Отложения конусов выноса таких «сухих» рек были подробно описаны Т. С. Краевой (1964). Отмечается закономерная смена фаций от истоков реки к низовьям. В верхнем течении это галечно-валунные отложения с песчано-гравийным заполнителем, с неясной слоистостью и плохой окатанностью материала. В среднем течении это уже галечно-гравийно-песчаный материал с параллельной линзовой слоистостью. В нижнем течении он сменяется гравийно-песчаными и песчаными хорошо слоистыми отложениями. Обломочный материал представлен базальтами, андезито-базальтами и главным образом их шлаками разного цвета. Эти равнины наземных дельт «сухих» рек мы называем вулканогенно-пролювиальными. В данный термин мы вкладываем, с одной стороны, представление о формировании этих равнин временными водотоками и, с другой стороны, подчеркиваем вулканическое происхождение слагающего их обломочного материала.

Особый случай представляют «сухие» реки, начинающиеся от крупных ледников. Они отличаются от обычных рек повышением водности дном (в летние месяцы вследствие таяния льда. В остальном их режим аналогичен описанному выше. Для отложений наземных дельт этих рек, особенно в верхнем и среднем течении, характерно присутствие значительного количества глинистого и пылеватого материала. Эта «ледниковая муть» тончайшим слоем покрывает поверхность пойм «сухих» рек (долины рек Пахчи, Студеной и др.).

По условиям образования и характеру эти осадки можно считать флювиогляциальными, а образуемые ими дельты - современными флювиогляциальными равнинами.

Таким образом, современные наземные дельты могут быть сложены разными по генезису осадками - аллювиальными, вулканотенно-пролювиальными, современными флювиогляциальными.

Из рассмотренного выше следует, что в Центральной Камчатской депрессии выделяются три комплекса наземных дельт. Два из них являются в сущности флювиогляциальными равнинами двух этапов наступания ледников во время позднеплейстоценового оледенения, а третий, более молодой, послеледниковыми аллювиальными или вулканогенно-пролювиальными равнинами. По морфологическим особенностям эти формы рельефа очень сходны с субаэральными (сухими, наземными) дельтами аридных и семя аридных областей, описанными многими исследователями. Однако условия образования их на Камчатке и в Средней Азии, наряду с принципиальным сходством, имеют и существенные отличия.

Большинство исследователей, изучавших наземные дельты аридных областей, рассматривало следующие основные вопросы: 1) особенности форм рельефа наземных дельт; 2) условия их формирования; 3) слагающие их отложения. Понятие о форме рельефа наземных дельт (дельтовидная форма, большие размеры, незначительный изгиб поверхности и др.) не вызывает разногласий у исследователей. При рассмотрении вопроса об условиях формирования выделяются два фактора: тектонический и климатический. Приуроченность наземных дельт к межгорным и предгорным депрессиям несомненна. Большинство авторов связывает формирование дельт с постоянно теряющимся водотоком и таким образом, естественно, с областями аридного и семиаридного климата. Более того, некоторые из них вообще отрицают возможность существования наземных дельт в гумидных областях (Курдюков, 1957). Слагающие наземные дельты отложения большинство авторов рассматривает как закономерное парагенетическое сочетание фаций, выделяемое ими как единый генетический тип континентальных отложений - пролювий (Николаев, 1946; Олюнин, 1961, 1963а; Шанцер, 1950), наземно-дельтовые (Курдюков, 1957). В этом случае пролювий и отложения наземных дельт синонимичны и в предгорных областях с сухим климатом замещают аллювий.

Против предлагаемого термина «пролювий», являющегося в сущности синонимом субаэральной дельты, возражает Н. П. Васильковский (1951). По его мнению, это приводит к подмене генетического принципа геоморфологическим или фациально ландшафтным. Опираясь в генетической классификации на разделение текучих вод (независимо от арены их деятельности и механического состава обломочного материала), он выделяет три типа осадков - делювий (отложения дождевых и талых вод), пролювий (отложения временных потоков и селей), аллювий (отложения постоянных водотоков). Исходя из этого Н. П. Васильковский считает песчано-галечные отложения субаэральных дельт аллювием, а лёссовидный мелкозем их периферических частей - делювием и пролювием.

Изучение геоморфологического строения Центральной Камчатской депрессии дает возможность нам утверждать, что по форме рельефа наземные дельты Камчатки очень сходны с наземными дельтами Средней Азии. Условия же их образования существенно отличны. Тектонический фактор и здесь играет определяющую роль. Наземные дельты приурочены к межгорным депрессиям, где реки аккумулируют приносимую ими с гор основную массу материала. Однако для формирования наземных дельт недостаточным условием является существование системы «горы - равнина». Необходимо еще определенное соотношение тектонических движений в их пределах. Образование наземных дельт происходит лишь на тех участках депрессии, которые испытывают опускание. Если же вся депрессия или отдельные ее участки испытывают поднятие, хотя и значительно медленнее, чем быстро поднимающаяся горная страна, то образование наземных дельт прекращается и в пределах этого участка образуются нормальные узкие речные долины. Именно с этим моментом связан факт миграции наземных дельт, вершины которых в случае втягивания в поднятие прилегающих к горам участков депрессии смещаются по направлению от гор (подножие Валагинского хребта). Прекрасный пример представляет равнина западного побережья Камчатки. Несмотря на существование ясно выраженной системы «горы (Срединный хребет) - равнина (Западнокамчатская низменность)», здесь наземные дельты не формируются. Реки в пределах низменности образуют сравнительно узкие долины с серией террас позднечетвертичного и голоценового возраста высотой до 40-60 м. Это объясняется очень медленными восходящими движениями, которые испытывала низменность на протяжении почти всего четвертичного периода.

Таким образом, процесс образования наземных дельт связан прежде всего с тектоническим фактором, который предопределяет формирование предгорных и межгорных депрессий и направление движений в их пределах. Этот процесс является в сущности азональным и обуславливает образование наземных дельт независимо от климатической характеристики районов.

Климатические условия влияют прежде всего на характер отложений наземных дельт. В странах аридного климата дельты формируются водотоками, которые в пределах депрессии пропадают за счет инфильтрации в наносы и испарения. Способность реки переносить материал быстро падает, следствием чего является четкая дифференциация фациального состава отложений по мере удаления от гор. В областях гумидного климата реки имеют значительно большую водность, падение которой практически ничтожно за счет испарения, фильтрация также составляет небольшую величину. Вследствие этого в Центральной Камчатской депрессии только очень мелкие речки и ручьи фильтруются в отложения своих конусов выноса, все же крупные реки доносят свои воды до Камчатки. Отложения наземных дельт таких рек по составу, окатанности, слоистости и другим признакам не отличаются от обычного речного аллювия. Изменение крупности материала по мере удаления от гор происходит незначительно. В целом дельты на всем протяжении сложены галечниками или галечно-песчаными осадками, которые в периферической части отличаются меньшим размером гальки» лучшей окатанностью и сортировкой. Формирование этих отложений постоянным блуждающим водотоком в пределах дельты в сущности ничем не отличается от накопления аллювия в долине р. Камчатки, Последняя в зоне новейших прогибаний дробится на многочисленные рукава и протоки, перемещаясь по пойме шириной в несколько километров.

Отложения наземных дельт, синхронные последней фазе позднеплейстоценового оледенения, флювиогляциальные и имеют все типичные признаки этих отложений (грубость материала, плохая окатанность и сортировка, неясная слоистость, примесь глинистых частиц в заполнителе),

Ближе всего по условиям образования к наземным дельтам Средней Азии стоят вулканогенно-пролювиальные равнины районов вулканических сооружений, хотя здесь иссякание водотока связано ее с климатическими условиями, а с особенностями литологии пород.

Таким образом, термин наземные или «сухие» дельты является скорее понятием геоморфологическим, чем генетическим. Образование таких форм рельефа вызывается в первую очередь тектоническими причинами и является азональным. Генезис же слатающих их осадков в значительной степени определяется климатическими условиями. В аридных и семиаридных областях отложения таких дельт можно назвать пролювиальными, следуя Н. И. Николаеву (1946) и Е. В. Шандеру (1948, 1950) и понимая под этим термином определенное парагенетическое сочетание фаций. В межгорных депрессиях гумидного климата наземные дельты сложены обычным аллювием, а более древние дельты, синхронные оледенению, - флювиогляциальными осадками. Своеобразной особенностью вулканических районов является вулканогенно-пролювиальный тип отложений. Следовательно, отложения наземных дельт

могут быть аллювиальными, пролювиальными, флювиогляциальными. Понятие пролювий и отложения наземной дельты совпадают лишь в отдельных случаях.

СТРОЕНИЕ ДОЛИНЫ р. КАМЧАТКИ

Современная долина р. Камчатки занимает узкую полосу в осевой части депрессии. Данные С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940) о развитии в ее долине многочисленных уровней террас высотой от 2 до 90 м, в том числе эрозионных, последующими исследованиями не подтвердились (Мелекесцев, 1963; Куприна, 1966). По нашим данным, в долине выделяются низкая и высокая поймы (Q₄), комплекс низких надпойменных аккумулятивных террас (Q₄) и более высокие цокольные террасы. Самая низкая из цокольных террас - голоценовая, а более высокие - позднеплейстоценовые.

Позднеплейстоценовые террасы р. Камчатки. Наиболее высокие террасы р. Камчатки фиксируются по горизонтам аллювиальных отложений в разрезах яров на правом берегу р. Камчатки. Эти террасовые уровни погребены мощными покровными супесями и в рельефе не выражены. Они были описаны нами выше, при рассмотрении стратиграфии отложений высоких террасовидных поверхностей. Возраст этих террас, р. Камчатки датируется последним межледниковьем (Q₃¹).

Наиболее древняя выраженная в рельефе терраса р. Камчатки имеет высоту поверхности 20-,25 м и высоту цоколя 15-16 м. Два участка этой террасы описаны нами в яре Недоступном (высота террасы .20 м, высота цоколя 15 м, рис. 28) и у нижнего конца яра Большого (высота террасы 20 м, высота цоколя 15-16 м, см. рис. 24). Отложения их идентичны, представлены русловой (галечники мощностью от 1 до 2,5 м) и пойменной (пески и сизые суглинки мощностью до 1-1,5 м) фациями. Выше залегает слой неслоистого легкого суглинка, постепенно переходящего, в покровные супеси. Покровные отложения не делювиальные. Это первичные супеси с горизонтальными прослоями пеплов и небольшими редкими линзами слоистых алевритов. В целом они аналогичны покровным супесям высоких яров.

Террасы следующего, более низкого, комплекса развиты в долине Камчатки в виде небольших останцов. Они состоят из серии близких по высоте уровней с высотами от 13 до 16 м и высотой цоколя 9-10 м

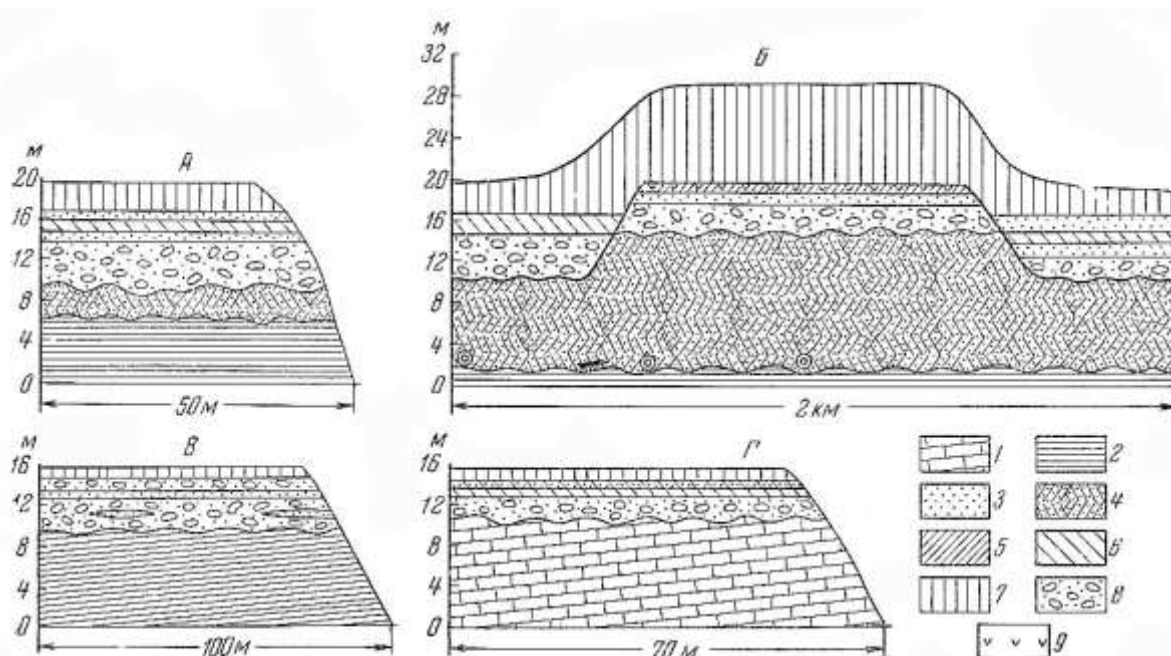


Рис. 28. Разрезы отложений 13–16-метровых террас р. Камчатки

А — яр Маленький; Б — яр Недоступный; В — яр Катун; Г — яр Диатомитовый. В цоколях террас выходят древние отложения: «синие глины», диатомиты, «косослоистые пески»
 1 — диатомиты; 2 — «синие глины»; 3 — пески; 4 — пески «косослоистые»; 5 — суглинки; 6 — супеси;
 7 — супеси покровные; 8 — галечники; 9 — прослои вулканических пеплов

(редко 12 м). Мы будем называть их третьей надпойменной террасой высотой 13-16 м. Участки этой террасы прислонены к верхнему и нижнему концу яра Генералки (высота террасы 14-15 м, высота цоколя 12 м, см. рис. 16), к верхнему и нижнему концу яра Недоступного (высота террасы 16 м, высота цоколя 10 м, см. рис. 28), к верхнему концу Длинного Яра (Высота террасы 13 м, высота цоколя 9 м, см. рис. 26). Разрезами террас этого уровня служат яры Маленький (высота террасы 16 м, высота цоколя 9,5 м), Катун (высота террасы 15 м, высота цоколя 9 м), Диатомитовый (высота террасы 15 м, высота цоколя 10 м, см. рис. 28).

Цоколь террас сложен разными толщами - «синими глинами», диатомитами и «косослоистыми песками». Мощность аллювия обычно 3-6 м. В одних случаях (терраса у яров Генералки, Длинного, Катун) разрез аллювия почти целиком представлен галечниками русловой фации мощностью, от 3 до 6 м. В других случаях (яры Маленький, Диатомитовый, терраса у яра Недоступного), помимо галечников, слагающих основную часть разреза, имеется и пойменная фация мощностью от 1 до 2,5 м. Она представлена обычно мелко- и тонкозернистыми, иногда пылеватыми песками с прослоями супесей и суглинков. Аллювиальные отложения кроются почвенно-пирокластическим чехлом мощностью 1-2 м. Местами террасы этого комплекса перекрыты делювиальными супесями (яры Генералка, Недоступный).

Вопрос о возрасте 20-25 и 13-16-метровых террас р. Камчатки решается следующим образом. Третья надпойменная терраса прослеживается далее от устья р. Урц вверх по ее долине, где и сливается

с поверхностью наземной дельты II фазы позднеплейстоценового оледенения. Спорово-пыльцевые спектры из отложений этой террасы и флювиогляциальных равнин последней фазы сходны. Все это позволяет синхронизировать 13-16-метровую террасу с временем таяния ледников II фазы позднеплейстоценового оледенения и датировать ее как поздневерхнеплейстоценовую (Q_3^4).

Терраса высотой 20-25 м занимает промежуточное положение между террасами, синхронными II фазе (поздне-плейстоценового оледенения и межледниковыми террасами). По-видимому, эта терраса сформировалась в межфазовый промежуток одновременно с флювиогляциальными равнинами I фазы. По высоте она близка к периферической части поверхности флювиогляциальной равнины I фазы р. Щапиной (яр. Длинный). На этом основании Н. П. Куприна (1966) считала их синхронными, выделяя как единую 25-метровую террасу долины р. Камчатки. Однако обращает внимание большая высота цоколя 20-метровой террасы по сравнению с флювиогляциальными равнинами I фазы (соответственно 7-10 и 15-16 м). Кроме того, 20-метровая терраса в отличие от флювиогляциальных равнин частично перекрыта покровными супесями. Все это свидетельствует о большей древности этой террасы, чем флювиогляциальных равнин I фазы. Возможно, эта терраса формировалась частично синхронно I фазе позднеплейстоценового оледенения.

Из аллювиальных отложений 20-25-метровых террас у яров Недоступного и Большого на содержание пыльцы и опор проанализировано 8 образцов (рис. 29).

В полученных спектрах отмечается резкое преобладание пыльцы травянистых (9-80, ср. 48%, особенно в яре Большом) и спор (16-88, ср. 44%, особенно в яре Недоступном) при незначительном количестве пыльцы древесных (1-15, ср. 6%). В группе травянистых растений пыльца Gramineae (17-55, ср. 40%) и Cyperaceae (0-74, ср. 40%) содержится в равных количествах, пыльца разнотравья (9-43, ср. 20%) занимает подчиненное положение. Встречены единичные пыльцевые зерна Ericales, Artemisia. Среди спор ведущее место принадлежит спорам Bryales (25-63, ср. 44%) и *Selaginella sibirica* (7-56; ср. 24%); встречены также споры Polypodiaceae (7-39, ср. 18%), Botrychium (0-48, ср. 12%), Sphagnales (единично). Обращает внимание присутствие в группе спор Lycopodiaceae представителей только альпийского пояса и моховых болот (*Lycopodium pungens*, *L. appressum*). В группе древесных и кустарников доминирует пыльца последних: *Betula* sect. *Nanae* (6-61, ср. 40%), *Alnaster* (5-25, ср. 15%), *Pinus* subgen. *Haploxylon* (0-3, ср. 2%). Присутствует значительное количество пыльцы *Salix* (0-66, ср. 19%). Пыльца древесных пород: *Alnus* (2-18, ср. 8%), *Betula* sect. *Costatae* (0-5, ср. 4%), *B. sect. Albae* (0-3, ср. 1%), *Larix* (0-4, ср. 2%) встречена в небольшом количестве.

Приведенные спектры указывают на господство в районе в момент, отложения аллювия 20-25-метровой террасы открытых пространств, представленных луговыми и болотными (моховые болота с осокой и ерником) ассоциациями. Местами имелись лиственничники, березняки, вдоль русел рек - ивняки и ольховники. На окружающих горных массивах заросли ольхового стланика в верхней части склонов уступали место обширным пространствам нагорных тундр. Последние чередовались с участками скал и осыпей, где в обилии росла *Selaginella sibirica*.

Господство в спектрах пыльцы травянистых и опор, а среди них - представителей тундрово-болотных ассоциаций *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Selaginella sibirica*, значительный процент связанных с этими ассоциациями кустарников *Betula sect. Nanae*, *Alnaster*, *Salix*, резкое сокращение площади, занятой лесной растительностью за счет расширения открытых пространств - все это указывает на господство в это время климатических условий, менее благоприятных для произрастания растительности, чем современные.

В нижних горизонтах аллювия 20-метровой террасы яра Большого отмечается присутствие в спектрах значительного количества пыльцы *Picea* (16-20%). Но так как процентные соотношения пыльцы между группами растений и внутри них, а также общий флористический состав остаются постоянными на протяжении всего разреза и характеризуют развитие в районе сравнительно холодолюбивых растительных ассоциаций (болот, тундр и лиственничников), нет никаких оснований говорить о смягчении климатических условий во время накопления горизонтов, содержащих пыльцевые зерна *Picea*. Возможно, их присутствие объясняется некоторой локальностью спектров вследствие накопления этих отложений вблизи рефушума ели.

Диатомовая флора из отложений 20-метровых террас была изучена в двух пунктах: у яра Большого и Недоступного (см. прилож. табл. 3, графы 4, 5). Характер обнаруженных комплексов диатомовых приречной зоны в обоих местонахождениях оказался очень близким. Состав их типично пресноводный. Единичные экземпляры *Coscinocliscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira zabelinae* Jouse, а также неопределимые ядра морских диатомовых из класса *Centricae* к пресноводному спектру изопалеоцена отношения не имеют, асинхронное захоронение их несомненно. Единичные обломки крупнотанцирного *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grim, forma - наиболее яркого представителя озерной флоры толщи «синих глин» - также переотложены. Реофильная группировка в экологически однотипных комплексах (старичного и пойменного типа) 20-метровых террас у яров Большой и Недоступный представлена аналогичным рядом форм: *Melosira distans* (Ehr.) Kutz., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs, *Cyclotella bodanica* Eulenz., *Meridion curculare* Ag., *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib., *Ceratoneirs arcus* (Ehr.) Kutz.; оценки обилия их не превышали категории «нередко». Кроме этих форм, общих и характерных для аллювия обеих террас, следует обратить внимание на спорадическое появление в обоих

разрезах единичных панцирей плохой сохранности *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kutz.) Grun., единичных крупных обломков *Campylodiscus noricus* var. *hibernicus* Ehr. (?), а также *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Schmidt в разрезе 20-метровой, террасы у яра Большого и *Melosira scabrosa* Ostr. в разрезе террасы того же уровня у яра Недоступного. Плохая сохранность этих форм заставляет сомневаться в их первичном захоронении.

В основу приводимого ниже краткого сопоставления состава диатомовых аллювия 20-метровых террас взяты только результаты исследования комплексов старинного типа. Видовой состав бентических Группировок диатомовых водорослей (включая частично формы обрастаний) в сопоставляемых разрезах в целом значительно богаче по сравнению с группой реофилов, но количественное развитие большей части их представителей также мало. Наиболее разнообразно представлены рода *Navicula* (4-7 форм), *Pinnularia* (7-8 форм), *Cymbella* (3-5 форм). Рода *Tabellaria*, *Fragilaria*, *Synedra*, *Eunotia*, *Cocconeis*, *Stauroneis*, *Neidium*, *Caloneis*, *Epithemia*, *Iiantzschia*, *Nitzschia*, *Cymatopleura*, *Surirella* представлены 1-2 формами; *Diploneis*, *Amphora*, *Gomphonema*, *Rhopalodia* – 2-3 формами.

Несмотря на некоторые различия состава комплексов диатомовых (обусловленные, вероятно, локальными экологическими факторами) из однотипных аллювиальных фаций 20-метровых террас удалось выделить некоторые наиболее характерные виды (см. табл. 5) и отметить общие особенности диатомовой флоры времени формирования аллювия этих террас.

В составе аллювиальной флоры 20-метровых террас качественно преобладают эвритермные виды, северо-альпийские и виды северо-бореальной зоны. Аркто-бореальные и южно-бореальные формы отмечались в виде единичных экземпляров в двух образцах из аллювия 20-метровой террасы яра Недоступного. Отсутствие их в остальных исследованных образцах, отобранных через 20—30 см, свидетельствует, видимо, о совсем незначительной роли этих элементов в составе флоры в целом.

Показательной особенностью диатомовой флоры из аллювия 20-метровых террас является бедность ее видового и количественного состава. Последняя особенность, наряду с преобладанием представителей олиготрофных водоемов и холодных быстротекущих вод, может быть объяснена значительным влиянием на формирование палеоценозов талых вод бедных питательными солями.

Данные спорово-пыльцевого анализа из отложений 13-15-метровых террас также свидетельствуют о весьма неблагоприятных климатических условиях, что подтверждает представления о формировании этой террасы в заключительный этап II фазы позднеплейстоценового оледенения.

Спорово-пыльцевые спектры аллювиальных отложений 13-16-метровых террас яров Длинного, Недоступного, Генералки, Маленького

(рис. 30) и Диатомитового, характеризуются резким преобладанием спор (3-97, ср. 58%) и пыльцы травянистых (1-94, ср. 33%) яря незначительном количестве пыльцы древесных пород (0-35, ср. 8%).

В группе спор доминирует Bryales (38-100, ср. 80%). Споры Polypodiaceae (0-59, ср. 13%), Botrychium (0-5%, ср. 1%), Equisetum (единично), Lycopodiaceae (0-9, ср. 1%), Sphagnales (0-1%) находятся в большинстве случаев в подчиненном положении. Обращает внимание значительное содержание спор *Selaginella sibirica* (0-27, ср. 4%). Среди травянистых первое место занимает пыльца Gramineae (20-96, ср. 65%), на втором - пыльца разнотравья (4-70, ср. 18%) и Cyperaceae (0-43, ср. 15%); встречены единичные пыльцевые зерна *Artemisia*, *Ericales*, *Chenopodiaceae*. В группе древесных и кустарниковых обычно доминирует пыльца последних: *Betula sect. Nanae* (5-82, ср. 39%), *Alnaster* (0-25, ср. 16%), *Pinus subgen. Haploxyton* (0-29, ср. 8%). Из древесных встречена пыльца *Betula sect. Costatae* (0-35, ср. 16%), *Alnus* (0-25, ср. 10%), *Salix* (0-60, ср. 8%), *Larix* (0-4, ср. 2%), *Picea*. (0-9, ср. 3%).

Характер растительного покрова, в котором ведущее место занимали разнотравно-злаковые луга и осоковые болота с ерником при подчиненном положении лесных ценозов (лиственничников, каменных березняков, ольшаников), указывает на относительно суровые климатические условия, вполне сопоставимые с условиями накопления ледниковых и водноледниковых отложений II фазы позднеплейстоценового оледенения. Однако по сравнению со спектрами из собственно ледниковых отложений II фазы (см. рис. 25) отмечается некоторое увеличение содержания пыльцы древесно-кустарниковой группы, а внутри нее пыльцы древесных (особенно *Betula sect. Costatae*). Эти спектры более близки к спектрам из флювиогляциальных отложений II фазы и характеризуют условия заключительного этапа позднеплейстоценового оледенения и, возможно, самое начало перехода к голоцену.

Диатомовая флора из аллювия 13-16-метровых террас нами изучалась в следующих пунктах: у яров Длинного, Генералки и в ярах Диатомитовый, Катун, Недоступный, Маленький. В графах 6-11 прилож. табл. 3 приведены общие интервалы исследованных глубин и полный состав диатомовых, обнаруженный в названных выше точках с диапазоном изменчивости оценок их обилия. Комплексы диатомовых из отложений террас яров Недоступного, Длинного, Диатомитового и Маленького характерны для олиготрофных водоемов старинного типа. Комплекс диатомовых из террасы яра Генералки типичен для пойменных условий осадконакопления.

За неимением возможности остановиться детально на рассмотрении диатомовых комплексов из всех уровней 13-16-метровых террас мы остановимся на выбранных для примера террасах яров Недоступного и Маленького. Состав диатомовых в террасах остальных яров приведен в таблице систематического состава.

Наиболее богатым в систематическом отношении оказался состав диатомовых из аллювиальной пачки яра Недоступного (прилож. табл. 3, графа 9). В пяти проанализированных образцах определено 65 форм, принадлежащих 25 родам. По видовому составу оказались однотипными три образца супеси из верхнего горизонта пачки и два образца из нижнего горизонта коричневых суглинков. Комплекс диатомовых верхнего горизонта (15,0-16,0 м над урезом) типичен для олиготрофного водоема. Разнообразно представленные в его составе донные речные и озерные виды, постоянно присутствующие реофилы и единичные болотные, отсутствие четкой эдафической группировки - свидетельство старичных условий осадконакопления. Всего из верхнего горизонта определено 60 форм диатомовых. Некоторые характерные формы представлены: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz., *Cyclotella bodanica* Eulens., *Meridion curculare* Ag. var. *circulate* et var. *constricta* (Ralfs) V. H., *Diatom a hiemale* (Lyngb.) Iieib. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Fragilaria leptostauron* (Ehr.) Hust., *Cocconeis placentula* var. *euglypta*. (Ehr.) CL, *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *D. subovalis* Cl., *Navicula amphi-bola* CL, *N. dicephala* (Ehr.) W. Sm., *N. mutica* Kiitz., *N. placenta* Ehr., *N. pseudosilicula* Hust., *N. semen* Ehr., *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. borealis* Ehr., *P. isostauron* Grun., *Neidium bisulcatum* (Lagerst.) CL, *Amphora ovalis* Kiitz., *Cymbella ventricosa* Kiitz., *Gomphonema acuminatum* var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kiitz., *E. zebra* (Ehr.) Kiitz., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Mull. var. *gibba* et var. *ventricosa* (Ehr.) Grun., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

Состав диатомовых нижнего горизонта (13,0-14,0 м над урезом) значительно беднее (около 30 форм). Количественное преобладание в нем бентических озерно-болотных видов, почти полное отсутствие реофильных форм говорят о существовании неглубокого пресного водоема, со слабо проточным режимом. Вероятно, это было небольшой глубины слабо заболоченное озеро, возникшее на месте протоки Камчатки. Присутствие немногочисленных родниковых форм возможно связано с выходом грунтовых вод. Характерный комплекс нижнего горизонта представлен иной по сравнению с верхним горизонтом группой (видов). Это *Melosira roeseana* Rabenh., *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kiitz., *Eunotia praerupta* Ehr. var. *praerupta* et var. *bidens* (W. Sm.) Grun. et var. *laticeps* Grun., *Navicula mutica* Kiitz., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. isostauron* Grun., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr. var. *viridis* et var. *intermedia* CL, *Amphora ovalis* Kiitz., *Cymbella aspera* (Ehr.) CL, *Gomphonema longiceps* var. *montanum* f. *suecicum* Grun., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

Относительно разнообразным (65 форм) оказался комплекс старичного типа, обнаруженный в легких суглинках, перекрывающих галечники 13-16-метровой террасы яра Маленького (прилож. табл. 3, графа 10). Но количественная бедность большей части его компонентов сближает комплекс с другими однотипными с ним в экологическом отношении комплексами из других участков 13-16-метровой террасы. Лишь небольшая группа видов этого комплекса отмечалась с оценками

обилия «нередко» и «часто»: *Navicula mutica* Kiitz., *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. boealis* Ehr., *Neidium bisulcatum* (Lagerst.) CL, *Rhopalodia gibba* var. *ventricosa* (Ehr.) Grun., *R. musculus* var. *mirabilis* Fricke, *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. Обращает внимание довольно частое присутствие в верхнем горизонте аллювия яра Маленького обломков и единичных панцирей представителей озерной флоры толщи «синих глин»: *Melosira granuiata* (Ehr) Ralfs forma, *Surirella turgida* W. Sm. forma *Cairpylodiscus poricus* var. *hibernicus* Ehr., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. forma, ядер и неопределимых обломков морских диатомовых класса *Centricae*. На асинхронность этого элемента мы уже указывали при рассмотрении комплексов старичного типа 20-метровых террас.

Несмотря на некоторые различия состава аллювиальных комплексов диатомовых водорослей отдельных перечисленных выше разрезов 13-16-метровых террас, можно назвать ряд доминирующих и характерных для них форм (см. табл. 4).

Сравнивая исследованную диатомовую флору из террас 13-16-метрового уровня с рассмотренной выше аллювиальной флорой 20-метровых террас» мы находим между ними много общих черт: 1) видовой состав типично пресноводный, преобладание олигогалобов; 2) относительная бедность видовой состава всех типов аллювиальных комплексов (не более 65 форм). 1-2 формами (Представлены рода *Cyctotella*, *Stephanodiscus*, *Diatoma*, *Synedra*, *Cocconeis*, *Achnanthes*, *Stauroneis*, *Caloneis*. Редкие представители родов *Nitzschia*, *Cymatopleura*, *Surirella*, *Campylodiscus* отмечались только в виде единичных обломков. Немного разнообразнее представлены *Neidium*, *Amphora*, *Epithemia* (1-3 формы), *Eunotia* (3-6 форм), *Navicula* (1-9 форм), *Pinnularia* (2-9 форм), *Cymbella* (1—6 форм), *Gomphonema* (1-4), *Rhopalodia* (1-5 форм). В отложениях аллювия 13-16-метровых террас так же, как и 20-метровых террас, не были обнаружены *Opephora*, *Rhoicosphenia*, *rustuina*, *Anomoeoneis*, *Gyrosigma*, *Denticula*; 3) невысокие оценки обилия большинства видов даже в составе комплексов старинного и пойменного типа свидетельствуют о неблагоприятных экологических условиях в период формирования палеоценозов.

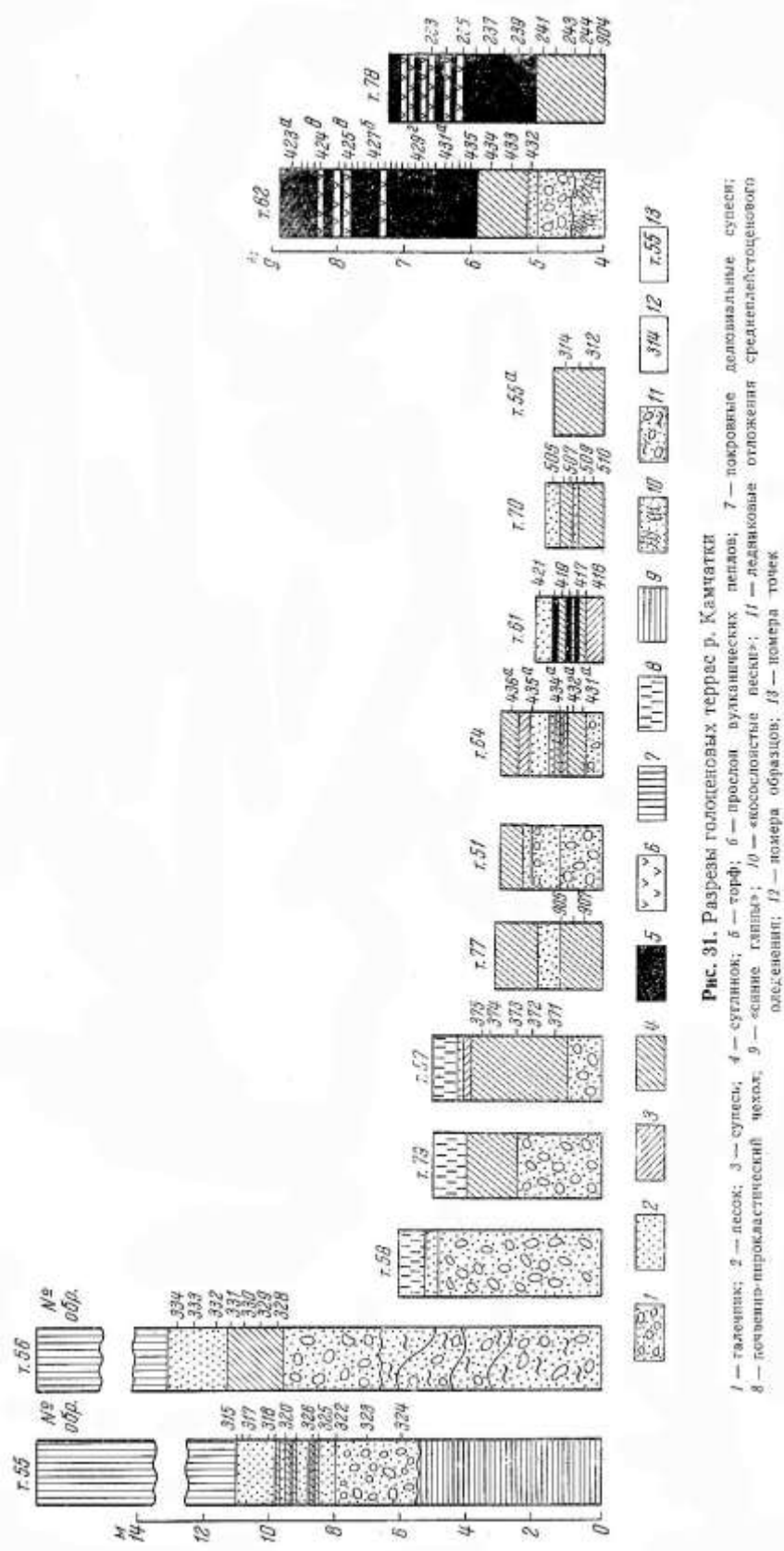


Рис. 31. Разрезы голоценовых террас р. Камчатки

1 — талентик; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — торф; 6 — прослой вулканических пеплов; 7 — покровные делювиальные супеси; 8 — печенно-пирокластический чехол; 9 — «сание гальки»; 10 — «косошпостые пески»; 11 — ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения; 12 — номера образцов; 13 — номера точек

Несомненно, большое влияние на качественную бедность аллювиальной флоры из отложений высоких террас могли оказать талые ледниковые воды, бедные питательными солями; 4) общий характер сопоставляемых флор холододобивый. В их составе доминируют (в сумме) северо-бореальные и северо-альпийские виды, эвритермные занимают субдоминирующее положение, на долю аркто-бореальных видов приходится 5-10% общего состава. Представители южно-бореальной зоны отмечались в виде единичных экземпляров (плохой сохранности) в одном

образце из 20-метровой террасы яра Недоступного и в одном образце 13-16-метровой террасы яра Маленького. Названные факты подтверждают палинологические данные о несколько более холодных климатических условиях времени формирования высоких террас р. Камчатки по сравнению с современными.

Особенно четко своеобразие диатомовой флоры из аллювиальных отложений позднеплейстоценовых террас выступает при сопоставлении ее с флорой из аналогичных в фациальном отношении отложений террас более низкого уровня (5-9-метровых), а также из пойменных отложений Камчатки, на которых мы остановимся дальше.

Голоценовые террасы р. Камчатки. Все террасы, вложенные в 13-16-метровый уровень, синхронный II фазе позднеплейстоценового оледенения, голоценовые. Среди них наиболее значителен комплекс цокольных террас высотой 9-13 м. Мы назовем его 9-13-метровой террасой Камчатки. Нами были описаны разрезы трех участков этой террасы - в 2,5 км ниже яра Половинки (высота террасы 11,5 м, высота цоколя 5,5 м, рис. 31, т. 55), в нижнем конце яра Крутого (высота террасы 13,5 м, высота цоколя 6,5 м, см. рис. 31, т. 56), в верхнем конце яра Большого (высота террасы 9 м, высота цоколя 5 м, см. рис. 24, 31, т. 62). Обращают внимание почти одинаковые высоты цоколей этой террасы, в то время как высоты поверхности могут разниться на 3-4 м. Цоколь сложен либо «синими глинами», либо «мореноподобной» толщей.

Отложения участков террасы, (расположенных на 2,5 км ниже яра Половинки и у яра Крутого, сходны. Они представлены в нижней части галечниками русловой фации мощностью 3-3,5 м., а в верхней - слоистыми тонко и мелкозернистыми песками с прослоями и линзами супесей и суглинков мощностью 2-3 м. Верхняя часть пойменной фации, 1-1,5-метровая пачка пылеватых неслоистых супесей с неясными гуму сированными горизонтами, - почвенно-пирокластический чехол. В обоих, описанных случаях поверхность террасы погребена супесями, которые сильно завывают высоты ее бровки (до 20-24 м). Эти супеси представляют «собой делювиальный шлейф на поверхности террас, прислоненных к более высоким террасовидным ступеням, сложенным покровными супесями. Делювиальный генезис хорошо подтверждается слоистостью, параллельной склону в супесях тыловой части террасы, а также постепенным уменьшением мощности делювиального шлейфа по мере удаления от уступа (от 25 до 2 м сверху вниз по течению у террасы яра Крутого, см. рис. 18).

Разрез 9-метровой террасы, причлененной к верхнему концу яра Большого, имеет иное строение (см. рис. 31, т. 62). Здесь, на цоколе из «синих глин» и «косослоистых песков», высотой 5 м, залегают снизу вверх:

	Мощность, м
1. Галечник с песчано-гравелистым заполнителем	0,6
2. Песок средне- и крупнозернистый	0,2
3. Глина сизая вязкая	0,8

4. Торф с четко читающимися маломощными прослоями вулканических пеплов на высоте 1,40, 2,00, 2,10 и 2,35 м над подошвой слоя

2,8

Терраса делювиальными супесями не погребена.

Более низкие (5, 6, 6,5-7 и 8-8,5 м) надпойменные террасы аккумулятивные. Эти уровни разделены невысокими, иногда невыдержанными уступами.

Строение 7- и 8,5-метровых террас, четко фиксирующихся на левобережье Камчатки в районе дер. Долиновки, осталось невыясненным, так как они нигде рекой не подрезаются.

Разрезы 4-, 5- и 6-метровых террас были списаны нами на участке между ярами Крутым и Девичьим и у пос. Мильково (см. рис. 31). Нижняя часть разрезов ($1/2$ или $2/3$ разреза), сложена галечниками с песчано-гравелистым заполнителем, верхняя - представлена пойменной фацией - переслаиванием супесей, суглинков, мелко- и среднезернистых песков. Аллювиальные отложения перекрываются почвенно-пирокластическим чехлом мощностью от 0,5 до 1,5 м.

Низкая (1,5-2 м) и высокая (3-3,5 м) поймы прослеживаются в долине Камчатки на всем ее протяжении. Они состоят из ряда ступеней, разделенных невысокими уступами (высотой до 0,5 м), невыдержанными по простиранию, что связано с особенностями «гидрологического режима и разной высотой половодий».

Отложения высокой поймы (3-3,5 м) в большинстве случаев имеют двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена русловой фацией, представленной галечниками с песчано-гравелистым заполнителем. Пойменная фация, слагающая верхнюю часть разреза, представлена переслаиваемыми супесями, суглинками, мелко- и тонкозернистыми песками, а иногда торфами, в которых ясно читаются маломощные прослои вулканических иеплов (яр. Черный, рис. 31, т. 78). В большинстве случаев русловая и пойменная фации слагают соответственно нижнюю и верхнюю половины разреза, однако могут существовать обрывы, сложенные целиком либо русловой, либо пойменной фацией аллювия.

Строение отложений 1,5-2-метровой террасы однотипно по всей долине. Отложения ее представлены обычно горизонтально-переслаиваемыми пачками сизых и бурых суглинков, супесей, тонко- и мелкозернистых песков с подчиненными прослоями среднезернистых песков, а иногда торфа (см. рис. 31, т. 61, 70). Эти отложения представляют типичную пойменную фацию аллювия, обычно слагающую обрыв целиком. Лишь на отдельных участках, соответствующих перекатам, обрыв сложен хорошо окатанными галечниками с песчаным заполнителем.

Методом спорово-пыльцевого и диатомового анализов исследовались, с одной стороны, аллювиальные отложения голоценовых террас Камчатки, а с другой - наиболее полный разрез голоцена 9-метровой террасы у яра Большого. Здесь пойменный аллювий самой древней голоценовой террасы переходит без (видимого перерыва в

осадконакоплени и в торфяник (мощность около 3 м), который продолжает формироваться и теперь.

Наиболее интересные данные получены при изучении этого торфяника. На них мы остановимся в первую очередь.

Из отложений 9-метровой террасы (сизых суглинков) и перекрывающего их торфа для определения содержания пыльцы и спор исследовалось 29 образцов (рис. 32). Полученные спектры позволяют установить трехкратную смену растительного покрова за время накопления анализируемых отложений.

В нижней части разреза (обр. 433-431-в) отмечается доминирование пыльцы древесных и кустарниковых растений (32-68%) при подчиненном положении пыльцы травянистых (10-38%) и спор (11-46%), что указывает на господство в данном районе лесов в основном из каменной и белой березы с богатым разнотравьем. Ольховники и ивняки занимали небольшие площади, равно как и склоновые заросли ольхового стланика.

По всему разрезу отмечается одинаковое изменение процентного содержания пыльцы *Suregaceae* и спор *Brvales*, что дает возможность говорить о существовании этих растений в составе одной и той же ассоциации зеленомошно-осокового болота, которое в рассматриваемую фазу развития растительности занимало значительную площадь на близлежащих участках днища долины, а затем, по мере превращения поймы в надпойменную террасу, и дало начало торфянику.

В средней части разреза (обр. 4316-421-а) доминируют споры (40-90%), количество пыльцы древесных резко сокращается по сравнению с нижележащими (горизонтами (4-50%), процентное содержание пыльцы травянистых остается примерно прежним (4-22%). Среди спор ведущее место занимают споры *Polypodiaceae*. Споры *Bryales* в средней части горизонта исчезают из спектров (в этих же горизонтах отмечается резкое сокращение пыльцы *Suregaceae*), а затем, вверх по разрезу, вновь появляются (процентное содержание *Suregaceae* тоже увеличивается) но все-таки занимают резко подчиненное положение по сравнению со спорами *Polypodiaceae*. В группе древесных отмечается уменьшение содержания пыльцы *Betula sect. Costatae* и почти полное исчезновение пыльцы *Betula sect. Albae*. Резко увеличивается содержание пыльцы *Alnus*, *Alnaster*. Появляется пыльца *Pinus subgen. Haploxyton* и *Larix*. Среди травянистых уменьшается количество пыльцы разнотравья, ведущее место в этой группе растений занимает пыльца *Gramineae*.

Изменение соотношений между группами растений и внутри них позволяет утверждать, что произошла смена одних растительных ассоциаций другими: леса из белой и каменной березы уступили место лиственничникам и ольховникам с богатым наземным покровом из папоротников. Несколько расширяются площади, занимаемые ольховым стлаником, появляются заросли кедрового стланика. Произошло изменение в характере растительности самого болота, связанное, вероятно,

с некоторым осушением его - зеленые мхи и осоки уступили место разнотравно-злаковому лугу.

Верхняя часть разреза (об р. 426а-423а) по процентным соотношениям между группами растений аналогична нижней. Различия заключаются в том, что вверху пыльцы древесных пород несколько больше (50-96%), а также почти всюду преобладает пыльца травянистых (2-42%) над спорами (2-22%) (в нижней части разреза это соотношение обратное). В группе древесных наблюдается некоторое уменьшение по сравнению со средней частью разреза пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton* и *Alnus*. Содержание пыльцы *Alnaster*, *Betula sect. Costatae*, *B. sect. Nanae* очень изменчиво.

Среди травянистых в нижней части анализируемого горизонта доминирует пыльца *Cyrtogatae*, в верхней - пыльца *Gramineae*. В группе спор господствуют споры *Bryales* и *Polypodiaceae* три подчиненном положении спор *Sphagnales*. Обращает внимание появление значительного количества спор *Lycopodiaceae*.

Анализ спектров верхнего горизонта указывает на широкое развитие в районе лесных растительных ассоциаций, представленных каменными березняками, ольховниками, лиственничниками и частично ельниками. Определить площадное соотношение этих ценозов трудно из-за резкого колебания содержания пыльцы этих пород от образца к образцу. Можно только отметить постепенный процесс высыхания болота и замену его разнотравно-злаковым лугом (см. ход кривых *Cyrtogatae* и *Gramineae* на рис. 32).

Таким образом, в пределах анализируемого разреза наблюдается трехкратная смена спорово-пыльцевых спектров, отражающая трехкратную смену растительного покрова: 1) в период формирования нижних горизонтов отмечается господство березовых лесов, а в пределах поймы - осоково-зеленомошного болота; 2) средняя часть разреза синхронна времени широкого (развития лиственничных лесов и прибрежных ольшаников, а также разнотравно-злакового луга на месте болота; 3) в верхних горизонтах отражены спектры современной растительности и хорошо прослеживается процесс постепенного превращения осоково-зеленомошного болота, вновь возникшего в начале этого цикла, в разнотравно-злаковый луг, который мы наблюдаем в настоящее время.

Спорово-пыльцевые спектры и восстановленный на основании их анализа растительный покров нижнего и (верхнего горизонтов торфяника сходны между собой. Это указывает на существование во время накопления отложений нижнего горизонта климатических условий, очень близких к современным, безусловно, более благоприятных, чем условия конца позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Это дает возможность относить их к климатическому оптимуму голоцена (средний голоцен). Преобладание в спектрах среднего горизонта опор, сокращение в них по сравнению со спектрами нижнего горизонта содержания пыльцы *Betula*

sect. *Costatae* и *B. sect. Albae*, увеличение пыльцы *Alnaster* и *Alnus*, появление пыльцы *Larix* и *Pinus subgen. Naploxylon* - все это говорит о несколько менее благоприятных климатических условиях периода накопления среднего горизонта торфяника по сравнению с таковыми нижнего и верхнего горизонтов. Средняя и верхняя части разреза соответствуют позднему голоцену.

Отложения раннего голоцена в данном разрезе нами не обнаружены. Возможно, они зафиксированы в русловых горизонтах аллювия этой террасы, которые нами не опробовались. Некоторое изменение споровопыльцевого спектра, аналогичное изменению при переходе от нижней части разреза к средней, намечается в самом нижнем - 432-м образце, где видно некоторое увеличение количества пыльцы *Alnaster* и *Betula sect. Nanae*, уменьшение пыльцы *Betula sect. Albae*, разнотравья, а также *Cyperaceae* и спор *Bryales* при одновременном увеличении пыльцы *Gramineae* и спор *Polypodiaceae*. Возможно, этот образец фиксирует переход от завершающего этапа (раннего голоцена к среднему).

Данные диатомового анализа из того же торфяника 9-метровой террасы у яра Большого хорошо согласуются с результатами споровопыльцевого анализа. Здесь из 29 образцов глин и торфа определено 138-форм из 31 рода (прилож. табл. 3, графа 12). Характер обнаруженной флоры типично пресноводный. В ее составе качественно преобладают олигогалобы (75%), пресноводно-солонатоводные значительно уступающим (23,5%), солонатоводные представлены единичными формами (1,5%). При детальном рассмотрении изменения состава диатомовых снизу вверх по разрезу четко выделяется чередование комплексов двух экологических типов, приуроченных к четырем горизонтам (рис. 33).

Самый нижний, I горизонт (5,10-6,40 м над урезом), имеет комплекс диатомовых старичного типа. Из реофильных и планктонных форм наиболее характерны *Melosira diistans* var. *alpigena* Grun., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs, *M. italica* (Ehr.) Kiitz. var. *italica* et subsp. *subarctica* O. Mull, («единично»), *Stephanodiscus astraea* var. *int'ermidius* Fricke et var. *minutulus* (Kiitz.) Grun., *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr. В отдельных образцах отмечались также в незначительном количестве *Cyclotella kisselevii* Korotk., *Meridion circulare* Ag. var. *circulare* et var. *constrictum* (Ralfs) V. H., *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Helb. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz. в бентической группе (включая формы обрастаний) наиболее разнообразно представлены *Navicula*, *Pinnularia*, *Symbella*, *Gomphonema* и *Stauroneis*. Доминирующие и субдоминирующие пресноводные и пресноводно-солонатоводные виды представлены, на рис. 33.

Накопление осадков I горизонта проходило в водоеме эвтрофно-олиготрофного типа с проточным режимом. Вероятно, таким водоемом могло быть озеро-старица, периодически сообщавшееся с рекой. Берега

водоема были слабо заболоченными. Об этом свидетельствует присутствие немногочисленных представителей рода *Eunotia*.

Горизонт II (6,40-7,40 м над урезом) характеризуется бедным, качественно однообразным комплексом диатомовых. Здесь доминируют почвенные формы *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. var. *amphioxys* et var. *major* Grun., *Pinnularia borealis* Ehr., *Navicula mutica* Kiitz. В целом комплекс II горизонта характерен для приречной зоны (пойма, пойменный луг).

Следующий, III горизонт (7,40-8,47 м над урезом) содержит довольно богатый диатомовый комплекс (около 90 форм). Оценки обилия отдельных видов достигают категории «часто - в массе». Состав диатомовых характеризует старично-озерные условия формирования осадков. Наиболее разнообразно представлены *Navicula*, *Pinnularia*, *Gomphonema*. Доминирующие и субдоминирующие виды представлены на рис. 33.

Комплекс диатомовых IV горизонта (8,55-8,70 м над урезом), как и II горизонта, отражает субаэральные условия осадконакопления с преобладанием почвообразовательного процесса в самых верхних интервалах.

Особое внимание в климатическом отношении обращает на себя диатомовый комплекс I горизонта. Наряду с высокой численностью широко распространенных эвритермных видов и представителей северо-бореальной зоны, в значительном количестве по всему горизонту отмечались умеренно теплолюбивые виды *Anomoeoneis sphaerophora* (Kiitz.) Pfitz. («нередко - очень часто»); *Navicula oblonga* Kiitz. («очень часто»); *Cymbella cymbiformis* (Ag.? Kiitz.) V. N. («нередко» и в виде единичных экземпляров) — *Cymbella australica* A. S. forma (единичные экземпляры); *Stauroneis acuta* W. Sm. («редко»). По количеству форм аркто-бореальные не превышают 5% от общего состава комплекса, а численность отдельных их представителей категории «единично», за исключением *Melosira distans* var. *alpigena* Grim, («нередко») и *Pinnularia borealis* Ehr. («нередко»). Этот факт свидетельствует о накоплении аллювия нижней части террасы в климатических условиях, более мягких по сравнению с существующими ныне на Камчатке.

Комплекс III горизонта близок с комплексом I горизонта: 58 общих форм из ряда характерных, доминирующих и субдоминирующих. Однако в его составе отсутствуют умеренно теплолюбивые *Anomoeoneis sphaerophora* (Kutz.) Pfitz., *Cymbella ehrenbergii* Kutz., *C. cymbiformis* (Ag.? Kutz.) V. N., *Stauroneis acuta* W. Sm., *C. australica* A. S. forma. Только один южно-бореальный вид *Navicula oblonga* Kutz. отмечался с высокими оценками обилия. Уменьшение теплолюбивого элемента, появление ряда арктобореальных: *Melosira italica* var. *valida* (Grun.) Hust., *Eunotia diodon* Ehr., *Navicula semen* Ehr., *Pinnularia isostauron* Grun., *Cymbella heteropleura* var. *minor* Cl., увеличение численности других холодолубивых: *Navicula amphibola* Cl., var. *amphibola* («часто - в массе») et var. *orientalis* (J. Kiss.)

Zabel. (до «очень часто»), *Pinnularia alpina* W. Sm. (до «нередко») сближает комплекс III горизонта с современными комплексами приречной зоны Камчатки.

Безусловный интерес представляют данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов из отложений других 9-13-метровых террас, аллювий которых формировался одновременно с нижней частью отложений (пойменные суглинки - низы торфяника) рассмотренной террасы у яра Большого. В отложениях 10-метровой террасы (2,5 км ниже яра Половинки) спорово-пыльцевые спектры фиксируют двухкратную смену растительности (рис. 34). Снизу вверх отмечается постепенное изменение соотношений между группами растений. Пыльца древесных, доминирующая в нижней части разреза, выше переходит в подчиненное положение и уступает первое место пыльце травянистых. Обращает внимание преобладание в группе древесных пыльцы *Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *Pinus* subgen. *Harpoxylon*, *Picea* при небольшом количестве пыльцы *Alnaster* и *Betula* sect. *Nanae*. В верхней части разреза отмечается заметное увеличение содержания пыльцы этих кустарников и резкое уменьшение количества пыльцы *Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *Alnus*, *Pinus* subgen, *Harpoxylon*, *Picea*.

Изменение соотношений между группами растений и внутри них указывает на изменение площадного соотношения между растительными ассоциациями в сторону сокращения площади, занятой каменными березняками, ельниками, ольховниками и расширения ее под осоково-ериичными и осоково-зеленомошными болотами. Расширяется также пояс ольхового стланика. Такое направленное изменение растительности говорит о смене климатических условий от более теплых в нижних горизонтах к более прохладным в верхних.

Таким образом, здесь, как и в разрезе той же террасы у яра Большого, нижние горизонты накапливались, по-видимому, во время климатического оптимума. Верхние же горизонты аллювия тяготеют, к средней части разреза торфяника на террасе у яра Большого.

Не исключено, что накопление аллювия 10-метровой террасы (на 2,5 км ниже яра Половинки) предшествовало формированию торфяника у яра Большого. На это указывает несколько большая высота цоколя (та 0,5 м) и самой поверхности (на 2,5 м) террасы у яра Половинки и литологические различия отложений этих террас. В этом случае выделенные в спектрах 10-метровой террасы две фазы развития растительности будут предшествовать климатическому оптимуму нижней части торфяника и фиксируют смену растительности в древнем (нижние горизонты аллювия) и раннем (верхние горизонты аллювия) голоцене. Окончательное решение этого вопроса возможно только при получении абсолютного возраста отложений террасы у яра Половинки и торфяника у яра Большого. Диатомовые комплексы отложений рассматриваемой террасы (в 2,5 км ниже яра Половинки) очень бедны.

Большая часть диатомовых найдена в тонких прослоях суглинков песчаной пачки, перекрывающей галечники (см. прилож. табл. 3, графа 14). Состав диатомовых очень близок к комплексам диатомовых из отложений современных мелких проток Камчатки. Несколько повышенное содержание (19%) аркто-бореальных видов по сравнению с аллювиальными комплексами из террас того же уровня у яра Большого, на наш взгляд, объясняется фациальными условиями осадконакопления и не может указывать на более холодные климатические условия, чем современные.

В то же время данные диатомового анализа из отложений 13-метровой террасы у яра Крутого подтверждают представление о формировании их в период климатического оптимума. Разнообразный и богатый в количественном отношении комплекс диатомовых водорослей обнаружен здесь в глинах верхнего горизонта аллювиальной пачки. С высокими оценками обилия отмечались донные виды неглубоких пресных водоемов и в меньшем количестве реофилы (прилож. табл. 3, графа 13). Значительные оценки обилия широко распространенных эвритермных пресноводных и пресноводно-солонатоводных видов, присутствие южно-бореального элемента в составе этого комплекса и ряд других особенностей систематического и экологического состава позволяют сопоставить его с комплексом диатомовых I горизонта 9-метровой террасы у яра Большого и говорить о довольно мягких климатических условиях в период его формирования.

Итак, формирование аллювиальных отложений 9-13-метровых террас происходило во время голоценового климатического оптимума. В период накопления верхних горизонтов аллювия произошло некоторое ухудшение климатических условий.

Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ отложений 6-8-метровых террас нами не проводился.

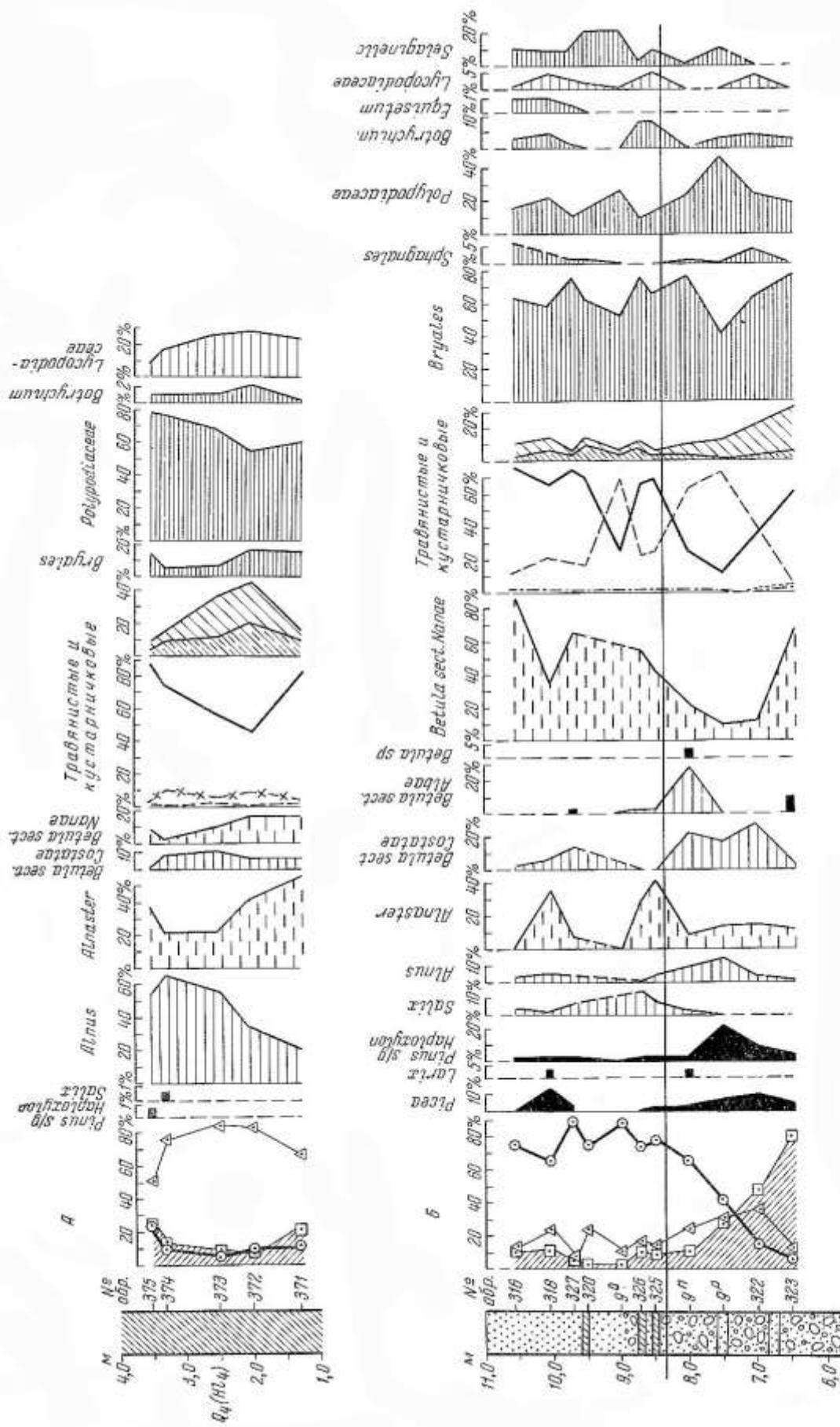


Рис. 34. Спорово-пыльцевые диаграммы надпойменных голоценовых террас р. Камчатки
 А — 5-метровая терраса ниже яра Кругого на 1 км; Б — 10-метровая терраса ниже яра Половинки на 2,5 км
 Условные обозначения см. рис. 10

Спорово-пыльцевые спектры из 5-метровой террасы на правом берегу Камчатки (1 км ниже яра Крутого) указывают на господство в районе ольховников и зарослей ольхового стланика с богатым покровом из папоротников, перемежавшихся с лугами и болотами (см. рис. 34). Отложения 5-метровой террасы накапливались, вероятно, в самом конце относительно холодного этапа голоцена, выделяющегося как в яре Большом (средняя часть разреза), так и в верхней части разреза 10-метровой террасы (в 2,5 км ниже Яра Половинки).

Спорово-пыльцевые спектры из отложений высокой (рис. 35) и низкой (рис. 36) пойм Камчатки, а также русловые пробы и образцы дернин, взятых в лиственничном, еловом и березовом лесу (см. рис. 5), характеризуют современный этап развития растительности Центральной Камчатской депрессии, зафиксированный также в спектрах верхнего горизонта торфяника у яра Большого.

Предлагаемое нами разделение отложений поймы и нижних надпойменных террас р. Камчатки по данным спорово-пыльцевого анализа представлено в табл. 7.

Климатический оптимум голоцена отмечается многими исследователями и в сопредельных с Камчаткой территориях: на Сахалине (Соловьев, Зданская, 1962), в Приамурье и Приморье (Ганешин, Чемяков, 1960; Ганешин, 1960), на Северо-Востоке СССР (Карташов, 1966; Лаврушин и др., 1963). Различия в полученных спорово-пыльцевых спектрах связаны с провинциальными и зональными различиями в характере растительности, которые наблюдались в это время на огромной территории Дальнего Востока, Камчатки и Северо-Востока СССР.

Результаты исследования методом диатомового анализа (см. прилож. табл. 3, граф. 15-20) аллювиальных отложений высоких и низких пойм Камчатки, проведенные Е. Г. Лупикиной и частично Н. Г. Зажин ой (Московский Государственный университет), и сопоставление позднего лощеновых комплексов диатомовых с существующими ныне позволяют сделать вывод о большом их сходстве.

В качестве примера остановимся на комплексе старинного типа, обнаруженном в нижнем горизонте аллювиальной пачки участка высокой поймы, расположенного в 1 км ниже Больших Щек (т. 77). Из трех образцов сизых суглинков нами определена богатая (91 форма) и обильная диатомовая флора (см. прилож. табл. 3, графа 16) Наиболее разнообразно представлены донные формы грунтов и обрастаний. Из них в состав характерных и доминирующих форм входят: *Fragilaria construens* var. *binodis* (Ehr.) Grim., *F. leptostauron* (Ehr.) Iiust., *F. pinnata* Ehr., *Cocconeis placentula* Ehr. var. *placentula* et var. *euglypta* (Ehr.) Cl., *Rhoicosphenia curvata* (Kiitz.) Grim., *Diploneis elliptica* (Kiitz.) Cl., *Stauroneis anceps* Ehr., *S. phoenicenteron* Ehr., *Navicula menisculus* Schum., *N. reinhardtii* (Grun.) CL, *Pinnularia acrosphaeria* Breb., *P. microstauron* (Ehr.) CL, *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Caloneis silicula* (Ehr.) CL, *Amphora ovalis* Kiitz., *Cymbella stuxbergii* var. *intermedia* Meist., *C. ventricosa* Kiitz., *Gomphone- maacuminatum* var.,

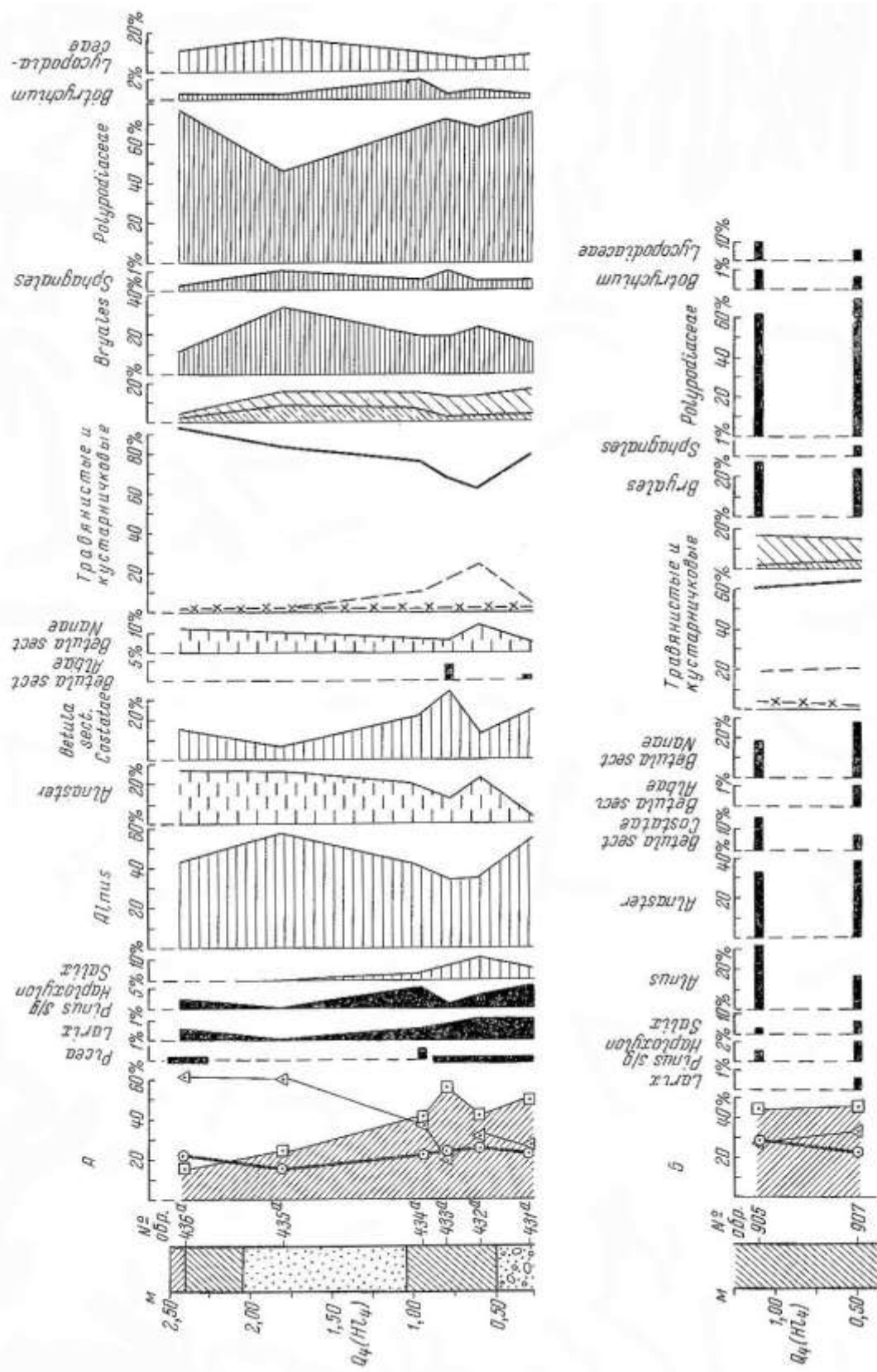


Рис. 35. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений высокой поймы р. Камчатки. А — у пос. Долиновки; Б — ниже Больших Шек на 1 км. Условные обозначения см. рис. 1

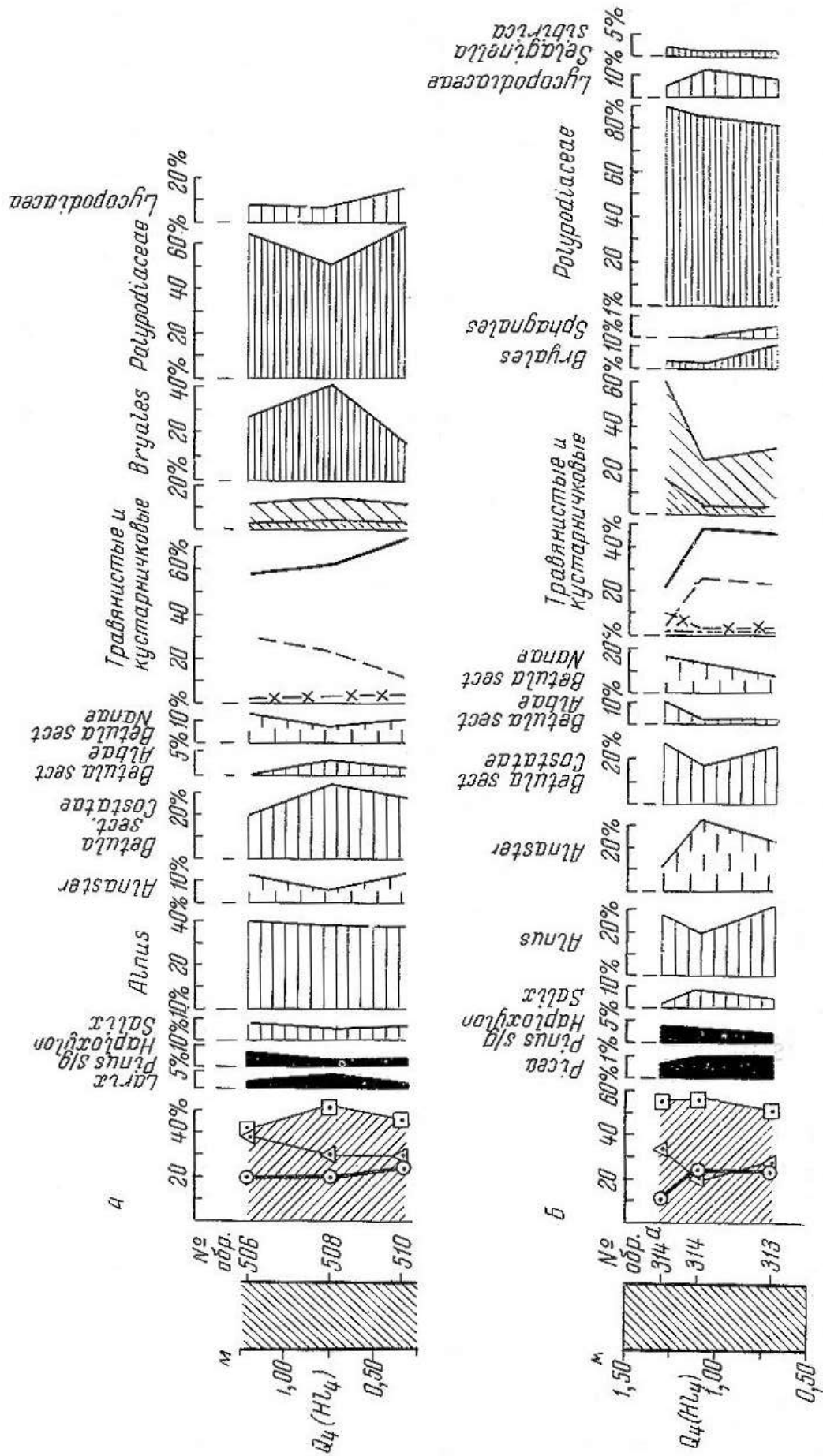
coronatum (Ehr.) W. Sm., *G. angustatum* (Kiitz.) Ra- benh., *G. ventricosum* Greg., - *Epithemia turgida* (Ehr.) Kiitz., *E. zebra* (Ehr.) Kiitz., *Rhopalodia gibba* var. *ventricosa* (Ehr.) Grun., *Hantzschia .amphioxys* (Ehr.) Grun., *Cymatopleura elliptica* var. *nobilis* (Hantzsch) Must., *C. solea* (Bred) W. Sm., *Surirella robusta* Ehr. var. *robusta* et var. *.splendida* Ehr.

Из реофштов, планктонных и полуплаиктонных характерными для исследованного горизонта оказались: *Melosira distans* (Ehr.) Kiitz., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs, *M. italica* subsp. *subarctica*. O. Mull., *M. varians* Ag., *Cyclotella kuetzingiana* Thw., *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus* (Kiitz. Grun., *Meridion circulare* Ag. var. *circulare* et var. *constriatum* (Ralfs) V. H., *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. var. *hiemale* et var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kiitz., *Synedra goulardii* (Bred.) Hust. forma, *S. ulna* (Nitzsch) Ehr., *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Schmidt.

Таблица 7

Возраст отложений поймы и низких террас р. Камчатки

Хронология по М. И. Нейштадту		Индекс	Климатические периоды	Отложения
эпоха	время			
Голоцен	Поздний голоцен (неоголоцен)	HL ₄	Новобореальный	Отложения высокой и низкой поймы Камчатки, верхняя часть торфяника на 9-метровой террасе у яра Большого
			Субатлантический	Отложения низких (5, 6, 7—8 м) аккумулятивных террас Камчатки, верхние горизонты аллювия 9—13-метровых террас, средняя часть торфяника на 9-метровой террасе у яра Большого
	Средний голоцен (мезоголоцен)	HL ₃	Атлантический	Нижние горизонты аллювия 9—13-метровых террас Камчатки, самая нижняя часть торфяника на 9-метровой террасе у яра Большого



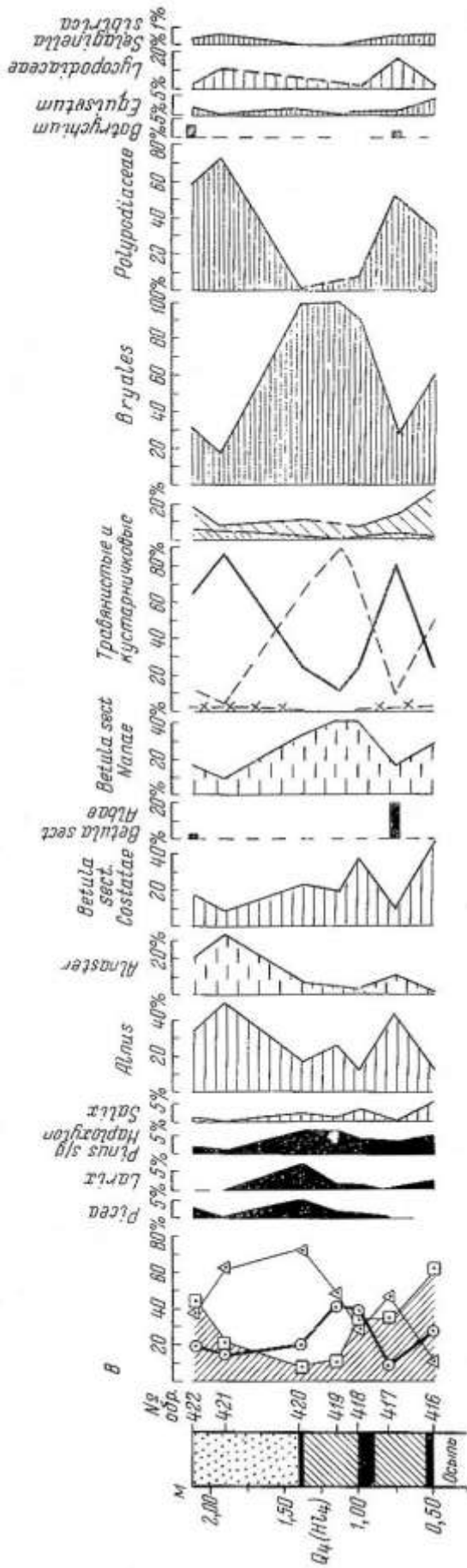


Рис. 36. Словово-пыльцевые диаграммы отложений низкой поймы р. Камчатки
 А — на 1,5 км ниже пос. Шапино; Б — на 2,5 км ниже яра Половники; В — на 1 км ниже устья
 р. Большая Кимитина. Условные обозначения см. рис. 10

Соотношение экологических групп диатомовых в исследованном комплексе аналогично таковому в современных комплексах старинного типа: (Пресноводных видов 72% (от общего числа видов), пресноводно-солонатоводных - 20,8 %, солонатоводных - 2,2 %, эвригалинных около 3%; видов с неясной экологической характеристикой - 2%.

В климатическом отношении характеристика сравниваемых комплексов также сходна: преобладание видов широкого географического диапазона (77% от общего состава), северо-бореальные составляют около 10%, север оаьпийские - 5,8 %, аркто-бореальные - 4 %, южно-бореальные - 3,2%. Подавляющее большинство доминирующих и субдоминирующих видов принадлежит к эвритермным, бореальным и северо-бореальным.

В экологически однородных современных аллювиальных комплексах диатомовых, в отличие от позднеголоценовых, не обнаружено южно-бореального элемента. Этот факт в настоящее время трудно объяснить; возможно, причина его кроется в недостаточно полной изученности современной альгофлоры.

Проведенное сопоставление полных систематических списков диатомовых из отложений высоких и низких пойм Камчатки позволило отметить характерные особенности позднеголоценовой диатомовой флоры, а также выделить ряд доминирующих и наиболее распространенных видов (см. табл. 4).

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕПРЕССИИ

После подробного рассмотрения в предыдущих разделах отдельных стратиграфических горизонтов отложений, слагающих разные формы рельефа депрессии, можно теперь составить сводный стратиграфический разрез для всей депрессии. Он представляется следующим (рис. 37):

1. Толща озерных «синих глин» - Q_1^1 - Q_1^2 .
2. Толща аллювиальных «косослоистых песков» - Q_1^2 - Q_2^1 .
3. Мореноподобная толща - ледниковые и водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения - Q_2^2 .
4. Аллювиальные межледниковые отложения высоких погребенных террас Камчатки - Q_3^1 .
5. Ледниковые и водноледниковые отложения двух фаз позднеплейстоценового оледенения (Q_3^2 - Q_3^4), аллювиальные отложения цокольных 20-25-метровых и 13-16-метровых террас Камчатки (Q_3^2 - Q_3^4), покровные пирокластические супеси (Q_3^2).
6. Послеледниковые (Q_4) аллювиальные отложения террас Камчатки-цокольной 9-13-метровой террасы, аккумулятивных надпойменных террас (5-8 м), высокой (3-3,5 м) и низкой (1,5-2 м) поймы. Аллювиальные, вулканогенно-пролювиальные, флювиогляциальные отложения современных наземных дельт притоков Камчатки. Голоценовые торфяники.

По данным ВЭЗ, проведенного Камчатским Геологическим управлением в Камчатской депрессии, мощность рыхлых отложений очень изменчива и колеблется от 40 до 650 м. В южной части Камчатской депрессии (южнее Милыково) она составляет 100-200 м, иногда увеличиваясь близ самой долины до 350-370 м. В средней части Камчатской депрессии мощность рыхлых отложений возрастает от 20-50 м по ее периферии до 600 м в центре. Область резкого возрастания мощностей рыхлых отложений почти совпадает с современной долиной Камчатки и прослеживается от Милюкова до Киргаиика. Это грабенообразное понижение шириной около 10 км выполнено, по данным ВЭЗ, наиболее молодыми аллювиальными и флювиогляциальными четвертичными отложениями.

С материалами ВЭЗ хорошо согласуются результаты бурения скважины на 6-метровой террасе Камчатки у Милюкова. В скважине до глубины 45 м вскрывается правийно «галечный материал с прослоями песков разной крупности. В интервале глубин от 11,2 до 21,0 м встречен мощный прослой мелкозернистого песка. Ниже, до глубины 110 м, вскрыты гравийно-галечные отложения с песчано-глинистым цементом. На глубинах 70-72,5 м отмечены несортированные валуны, глыбы, галька и гравий в песчано-глинистом заполнителе.

По нашему мнению, в скважине вскрываются послеледниковые аллювиальные отложения (до 45 м) и водноледниковые и ледниковые отложения позднеплейстоценового оледенения. Подтверждением этому являются данные диатомового анализа этих отложений, проведенного Е. Г. Лупикиной.

Более древние отложения, чем верхнеплейстоценовые аналогичные отложениям в (районе Генеральского поднятия, в «скважине, повидимому, не вскрыты. Мы не можем согласиться с Л. И. Лапшиным, который в 1963 г. отнес отложения в интервале 0-11,2 м к голоцену, отложения на глубине 11,2-55 м - к позднему и среднему плейстоцену, а ниже - к древнечетвертичным. Для этого, на наш взгляд, нет абсолютно никаких оснований.

Сводный разрез депрессии показывает, что она была выполнена отложениями различного генезиса. В отличие от С. Л. Кушава и Ю. А. Ливеровского, считавших большую часть отложений депрессии озерными, мы относим эти отложения к самым разным фациям четвертичных отложений. Типично озерными следует считать только «синие глины», остальные отложения разреза представлены аллювиальными, ледниковыми, водноледниковыми, пролювиальными и прочими фациями.

Во всех отложениях Центральной Камчатской депрессии имеется примесь вулканогенного материала. В толще «синих шин» - это тонкие прослой кислых алевроилитовых белых пеплов, в толще «косое ло истых песков» наблюдается постоянная примесь переотложенного пирокластического материала в виде плохо окатанных зерен песка и дресвы. В мореноподобной толще их тонкие прослой в виде пылеватых супесей

отмечаются в линзах озерно-ледниковых отложений. Резкое возрастание числа и мощности прослоев пеплов отмечается в пойменных отложениях межледниковых террас. Особенно мощные прослои этих пеплов (до 1 м) с мелкими обломками пемзы описаны в межледниковых террасах яров Генералки и Крутого. Совершенно оригинальные образования - покровные супеси, одевающие поверхность высоких террасовидных пространств. Это мощные отложения древнего почвенно-пирокластического чехла с десятками прослоев вулканических пеплов. Отложение покровных супесей соответствует длительному этапу вулканической деятельности, охватившему период с конца первого межледниковья до начала II фазы позднеплейстоценового оледенения. Современный почвенно-пирокластический чехол наблюдается на всех элементах рельефа, за исключением поймы и высокой поймы. Мощность его увеличивается в депрессии с юга на север от 0,5 до 2-3 м (в пределах Ключевской группы вулканов).

Таишем образом, формирование рыхлых четвертичных отложений депрессии происходило на фоне не прекращавшейся вулканической деятельности в сопредельных территориях, служившей источником поступавшего яирокластического материала.

В заключение необходимо упомянуть о плотных белесоватых глинах мощностью 120 м, вскрытых при бурении в 1959 г. в долине Быстрой. Г. П. Казакова, анализируя четыре образца с глубин 40, 50, 60 и 70 м на содержание пыльцы и спор, отмечает очень небольшое содержание пыльцевых зерен. Среди них были обнаружены *Tsuga* I, *Picea* sp. 10, *Pinus* s/g *Нарлохylon* 3, *Betula* 20, *Pinus* s/g *Диплохylon* 1, *Selaginella* 3, *Polypodiaceae* 7, *Lycopodiaceae* 9. По заключению Г. П. Казаковой, присутствие пыльцы *Picea* sp., *Pinus* s/g *Диплохylon* в сочетании с *Tsuga* свидетельствует о возрасте осадков не моложе среднечетвертичного.

К сожалению, нам трудно сказать что-либо определенное о возрасте этих отложений и сопоставить их с толщами из Камчатской депрессии ввиду малого содержания в них пыльцы и спор. Несомненно, что эти отложения соответствуют одной из теплых эпох. Несколько неясен вопрос о содержании пыльцы *Tsuga*, ибо ее в отложениях Камчатской депрессии нет. Не исключена возможность, что единственное зерно ее может быть занесенным.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ

Общие представления о геоморфологическом строении депрессии были изложены в начале монографии. Там же были выделены и описаны три района, каждый из которых отличается закономерным сочетанием форм и типов рельефа, развитых в его пределах.

Отличительная особенность самого южного (Быстринская и южная часть Камчатской депрессии) и самого северного районов (от пос. Среднекамчатск до поворота р. Камчатки на восток) - распространение в их пределах только наиболее молодых форм рельефа и отложений - позднеплейстоценовых и голоценовых аллювиальных, флювиогляциальных, пролювиальных, вулканогенно-пролювиальных и делювиально-пролювиальных равнин и ледниковых образований II фазы позднеплейстоценового оледенения. Долины рек Быстрой и Камчатки на этих участках имеют только низкие аккумулятивные послеледниковые и позднеплейстоценовые террасы. Форм рельефа и отложений более древних, чем синхронные II фазе позднеплейстоценового оледенения, здесь нет. Нигде не вскрываются и ниже- среднеплейстоценовые отложения депрессии.

Для средней части Камчатской депрессии характерно наличие более древних форм рельефа. Это сохранившиеся от размыва цокольные террасовидные равнины I фазы позднеплейстоценового оледенения. Долина Камчатки на этом участке имеет не только низкие аккумулятивные послеледниковые террасы, но и более высокие (до 25 м) цокольные террасы лоднаплейстоценового возраста. Наиболее древние (уровни межледниковых (Q3) террас Камчатки представляют собой высокие террасовидные поверхности, перекрытые покровными супесями. В цоколях этих таррас и вскрываются наиболее древние (нижне-среднеплейстоценовые) отложения депрессии.

Несомненно, отличия в строении разных участков депрессии связаны с различным проявлением новейших тектонических движений в их пределах. Причем эти различия четко наметились в позднем плейстоцене.

В ранне- и среднеплейстоценовое время депрессия в целом была областью прогибания, в которой накапливались озерные и аллювиальные осадки повышенной мощности (толщи «синих глин» и «косослоистых песков»), В позднем плейстоцене происходит дифференциация движений в пределах депрессии. Северный и южный (включая Быстринскую депрессию) ее участки явились областями устойчивого прогибания и вызванной им аккумуляции. Вследствие этого все наиболее древние отложения депрессии здесь оказались погребенными и частично размывтыми. В современном рельефе выражены лишь самые молодые (Q₃⁴—Q₄) образования и слагающие их отложения.

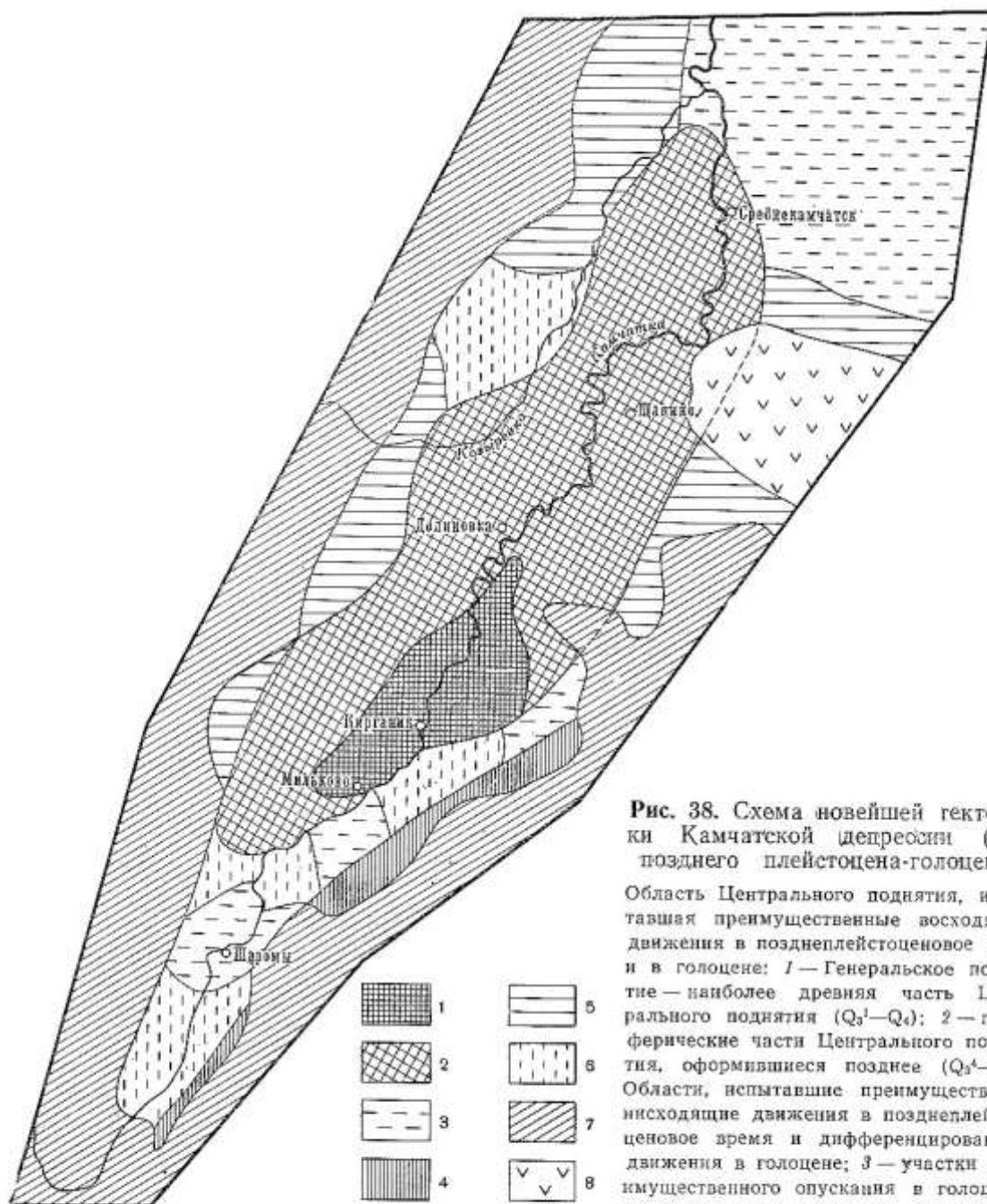


Рис. 38. Схема новейшей тектоники Камчатской депрессии (для позднего плейстоцена-голоцена)

Область Центрального поднятия, испытавшая преимущественные восходящие движения в позднплейстоценовое время и в голоцене: 1 — Генеральское поднятие — наиболее древняя часть Центрального поднятия (Q_3^1 — Q_4); 2 — периферические части Центрального поднятия, оформившиеся позднее (Q_3^2 — Q_4). Области, испытавшие преимущественно нисходящие движения в позднплейстоценовое время и дифференцированные движения в голоцене; 3 — участки преимущественного опускания в голоцене; 4 — участки, втянутые в интенсивное

поднятию голоценового времени у подножия горных хребтов; 5 — участки, испытывающие медленное голоценовое поднятие; 6 — участки, не испытавшие в голоцене резкого изменения скорости и направления тектонических движений по сравнению с поздним плейстоценом; 7 — горное обрамление; 8 — вулканический массив горы Николка

В пределах среднего участка Камчатской депрессии в позднем плейстоцене начинает расти местное поднятие. Оно хорошо картируется в осевой части депрессии при оконтуривании всей области распространения древних (древнее Q_3^4) террасовидных равнин, имеющих цоколь из нижне-среднплейстоценовых отложений. Именно в пределах этого участка в долине Камчатки появляются цокольные террасы. Мы предлагаем называть это поднятие Центральным (рис. 38). Однако в его пределах выделяется своего рода более древнее ядро - Генеральское поднятие.

Начало возникновения Генеральского поднятия следует относить к позднеплейстоценовому межледниковью, что фиксируется образованием на этом участке долины серии цокольных террас Камчатки. Последние формировались и в последующие этапы (вплоть до голоцена) на фоне продолжавшихся устойчивых поднятий растущей Генеральской возвышенности. Примыкающие с севера и с юга к этой возвышенности участки вовлекались в поднятие несколько позже, уже после формирования флювиогляциальных отложений I фазы позднеледникового оледенения.

В процессе поднятия равнины были развиты разрывными тектоническими нарушениями, которые в настоящее время фиксируются заложившимися по ним резко изламывающимися оврагами (в песках левобережных террасовидных равнин) и балками (в супесях правобережных террасовидных равнин). Тектонические нарушения ориентированы с юго-запада на северо-восток, т. е. параллельно подножию окаймляющих депрессию горных хребтов.

Следует подчеркнуть, что если мы восстанавливаем области новейших поднятий на основании анализа распространения относительно древних эрозионно-аккумулятивных форм рельефа, то здесь существует и своего рода обратная связь. Древние флювиогляциальные равнины I фазы позднеплейстоценового оледенения сохранились от размыва именно на тех участках депрессии, где они были вовлечены в поднятие.

С позднеплейстоценовым временем связано также разобщение отдельных участков депрессии (Быстринской и Камчатской депрессии, района р. Еловки) и общее воздымание окружающих ее горных сооружений. По-видимому, все эти события связаны с мощной активизацией новейших движений во второй половине четвертичного периода.

Прекрасным показателем самых новейших, послеледниковых, движений в пределах депрессии служит соотношение современных наземных дельт и дельт, синхронных II фазе позднеплейстоценового оледенения. Соотношение этих форм рельефа на разных участках депрессии оказывается различным. Хорошо выделяются участки, в пределах которых аллювиальные равнины современных наземных дельт развиты преимущественно, а более древние флювиогляциальные равнины II фазы либо отсутствуют, либо сохранились в виде небольших участков между вершинами молодых дельт, которые располагаются собственно там же, где и вершины более древних дельт. Такие участки являются, несомненно, областями современного прогибания, где протекают интенсивные процессы аккумуляции в послеледниковье. Вследствие этого здесь широко развиты современные наземные дельты, осадки которых перекрыли, а частично и заменили более древние флювиогляциальные отложения. Такие участки хорошо выделяются в Быстринской депрессии южнее с. Ганалы и в верхнем течении Быстрой и в Камчатской депрессии

на правобережье р. Китильгина южнее горы Озерной, в районе с. Шаромы и др.

Участки второго типа характеризуются широким развитием и современных наземных дельт и более древних флювиогляциальных равнин, однако вершины современных наземных дельт смещены в сторону от гор. Подобная картина четко фиксируется у подножия Валагинского хребта (от с. Пушино до р. Чищец - правого притока р. Китильгина). Это явление несомненно связано с втягиванием в послеледниковое поднятие части депрессии, прилегающей к передовому фасу Валагинского хребта. Реки в пределах этого поднимающегося участка не образуют современных дельт, напротив, здесь наблюдаются узкие долины с серией цокольных террас, разделенных невысокими уступами. Долины вложены в поверхности флювиогляциальных равнин II фазы, занимающих здесь почти всю площадь. Террасы за пределами втянутого в поднятие участка сливаются между собой, и реки образуют обычные аллювиальные современные наземные дельты. В сущности здесь наблюдается явление так называемой миграции дельт во времени и в пространстве, вызванное втягиванием части депрессии в поднятие горных хребтов. Об интенсивном поднятии самого передового фаса Валагинского хребта несомненно свидетельствует резкая расчлененность его рельефа, каньонообразный характер долин рек и прекрасно выраженный обновленный сбросовый уступ, отделяющий хребет от депрессии. В пределах самой депрессии, примыкающей к передовому фасу Валагинского хребта, хорошо читаются тектонические нарушения, представляющие собой как обычные трещины, так и сбросы с амплитудой смещения до 10—1-5 м и протяженностью до 4—5 км. Местами отмечаются микрогорсты и микрограбены. Все эти нарушения пересекают поверхности флювиогляциальных равнин и вытянуты параллельно сбросовому уступу, ограничивающему депрессию.

На участках третьего типа притоки Камчатки в настоящее время вообще не образуют наземных дельт. Они формируют сравнительно узкие долины с обычной серией послеледниковых аккумулятивных террас, вложенных во флювиогляциальные равнины (долины рек Щапиной и Китильгина в нижнем течении р. Малая и Большая Кимитина, Белая, большая часть территории Быстринской депрессии). Эти участки депрессии, по-видимому, испытывают в послеледниковое время очень медленные восходящие движения.

Наконец, на некоторых участках депрессии не отмечается существенных, различий в образовании современных наземных дельт по сравнению с лоднеплейстоценовыми: те и другие примерно одинаковы по площади. На таких участках в общем произошло изменения направления или скорости тектонических движений в послеледниковое по сравнению с позднеплейстоценовым этапом. Однако в общем они продолжают испытывать опускание, как и в позднеплейстоцене, что вызывает аккумуляцию осадков. Таким образом, картирование наземных дельт и изучение соотношения между комплексами наиболее молодых из

них дали возможность выделить участки поднятий и опусканий для послеледникового времени (голоцена).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ

Изучение спорово-пыльцевых спектров из рыхлых отложений Центральной Камчатской депрессии позволило установить, что в них запечатлены следы по крайней мере трех эпох похолодания климата в плейстоцене, разделенных более теплыми промежутками.

Сводный разрез рыхлых отложений депрессии и результаты палинологического и диатомового анализов приведены в табл. 3 и 4. Как видно из этих таблиц, эпохи потепления климата фиксируются в отложениях нижней части толщи «синих глин», верхней части толщи «косослоистых песков» и в отложениях высоких террас р. Камчатки, погребенных покровными пирокластическими супесями. Эпохи похолодания климата соответствуют времени накопления верхней части толщи «синих глин» и нижней части толщи «косослоистых песков», «мореноподобной» толщи и двум ледниковым комплексам последнего оледенения.

Теплые и холодные эпохи резко отличаются по характеру растительности и, соответственно, по спорово-пыльцевым спектрам. Для теплых эпох характерно более широкое, чем в настоящее время, развитие темно хвойных лесов из ели, иногда с примесью пихты и сосны. Важную роль играли также светлохвойная лиственничная тайга и березняки из каменной березы с примесью преснеца. Подчиненное положение занимали открытые пространства, представленные лугами и моховыми болотами с кустарниковой березкой (см. табл. 3).

Для спорово-пыльцевых спектров теплых эпох характерно содержание в значительных количествах пыльцы *Picea* (6-28%, при ср. 1% в современных спектрах), иногда присутствие пыльцы *Abies*, *Pinus s/g* *Diploxylon* и постоянно *Lafix*. Содержание пыльцы *Betula sect. Costatae* и *B. sect. Nanae* более или менее постоянно и составляет соответственно в среднем 10-11 и 5-9%. В группе спор главную роль играют спутники лесных ценозов - ельников (*Bryales*) и лиственничников и березняков (*Polypodiaceae*). Характерно несколько повышенное содержание *Lycopodiaceae* (ср. 7-12%), отмечаются опары теплолюбивого папоротника *Osmunda*.

Существен вопрос об отличии растительности отдельных тепловых эпох. В целом эти различия весьма незначительны, но все же существуют. Для растительности первой теплой эпохи, соответствующей времени отложения нижней части толщи «синих глин» депрессии, характерно присутствие экзотических широколиственных и лиственных растений *Ulmus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Diervilla* и спор *Osmunda*, что свидетельствует о климате значительно более теплом, чем современный.

Такие климатические условия существуют сейчас в Приамурье, где современные ареалы широколиственных пород совпадают с январскими изотермами -20 -26° , июльскими $4-18$ $+22^{\circ}$, среднегодовыми $+2$ -2° . Количество осадков составляет 500-800 мм в год.

Обращает также внимание присутствие пыльцы *Pinus* sp., наивысшее по сравнению с последующими эпохами потеплений, содержание пыльцы *Picea* (ср. 28%) и, напротив, небольшое количество пыльцы *Larix* (менее 1%) (рис. 39, табл. 8). В группе травянистых отмечается повышенное содержание пыльцы *Ericales*. По-видимому, в это время в депрессии наибольшее развитие получали как чистые еловые леса с наземным покровом из зеленых мхов и багульника, так и еловые леса с примесью пихты, сосны, широколиственных, березы и лиственницы.

Для спорово-пыльцевых спектров отложений II теплой эпохи, соответствующей времени накопления верхних горизонтов толщи «косослоистых песков», характерно отсутствие пыльцы экзотических широколиственных растений и значительное содержание пыльцы *Larix*. Обращает внимание присутствие пыльцы *Pinus* s/g *Diploxylon* (до 2-6%) и значительное количество пыльцы *Pinus* s/g *Harpoxylon* (ср. 7%, максимум до 37%).

Последнее обстоятельство связано, по-видимому, с присутствием не только пыльцы *Pinus* *rumiia*, но и других видов сосен, что трудно установить вследствие большого морфологического сходства их пыльцевых зерен. В группе спор падает содержание *Bryales* и возрастает количество *Polypodiaceae*.

В растительном покрове этого времени, наряду с темнохвойными лесами из ели с примесью пихты, широкое распространение получила также светлохвойная лиственничная тайга, местами с примесью сосны и, возможно кедра. Климатические условия оставались достаточно тёплыми; крайние показатели для пихты и широколиственных - среднегодовая температура -2° -4° , июльская $+14^{\circ}$ $+17^{\circ}$, осадков около 500 мм в год. Спорово-пыльцевые спектры отложений последней, III теплой эпохи, соответствующей времени образования высоких погребённых террас р. Камчатки, отличаются от спектров I теплой эпохи пониженным содержанием пыльцы *Picea* и повышенным *Larix*, а от II теплой эпохи - отсутствием пыльцы сосен и пихты. В это время в депрессии широким развитием пользовались еловые, елово-лиственничные и лиственничные леса с примесью березы. Климатические условия были, видимо, близки к современным (среднегодовая температура - 3° , июльская $+13^{\circ}$ $+14^{\circ}$, осадков менее 500 мм в год). Однако они оставались все же более теплыми и влажными, о чем свидетельствует значительно более широкое развитие темнохвойных лесов.

Таблица 8

Содержание пыльцы и спор основных компонентов растительного покрова в четвертичных отложениях Центральной Камчатской депрессии

Отдел	Ярус	Индекс	Отложения	Древесные и кустарниковые										
				Abies	Picea	Larix	Pinus sibirica, Diproxylon	Salix	Alnus	Alnus	Betula sect. Costatae	Betula sect. Albae	Betula sect. Nanae	
Плейстоцен	Верхний	HL ₄	III горизонт	Нет	0-6 1	0-7 1	0-16 6	Нет	0-14 4	5-57 28	2-39 17	2-44 19	0-19 1	6-98 23
			II горизонт	Нет	0-13 1	0-2 0,5	1-28 10	Нет	0-14 3	0-50 21	0-36 11	0-77 15	0-28 1,5	3-87 34,5
	Q ₄ ¹	I горизонт	Нет	0-9 2	0-12 1	0-21 6	Нет	0-3 1	1-28 13	1-15 6	6-73 36	0-39 6	3-68 21	
		Флювиогляциальные отложения II фазы; аллювий 13-16-метровых террас Камчатки	Нет	0-9 1	0-4 2	0-29 8	Нет	0-60 8	0-25 10	0-25 16	0-35 16	0-3 ea	5-82 39	
Средний	Верхний	Q ₃ ²	Морены II фазы позаднплейстоценового оледенения	Нет	Нет	2	Нет	Нет	10	22	2	2	2	61
			Флювиогляциальные отложения I фазы	Нет	ea	ea	Нет	Нет	4	70	23	ea	2	
		Морены I фазы позаднплейстоценового оледенения; покровные супеси	Нет	0-5 ea	ea	0-11 3	Нет	0-2 ea	1-55 22	1-46 19	2-50 21	0-2 0,5	0-78 32	
		Q ₃ ¹	конец межледниковья	Нет	0-6 1	0-4 0,5	0-13 3	Нет	0-12 1,5	1-35 12	0-68 31	0-39 11	0-13 1	3-86 39
	Средний	Q ₂ ³	оптимум межледниковья	Нет	1-42 17	0-12 3	0-19 2	Нет	0-36 4	2-63 28	7-52 18	2-36 10	0-11 2	2-46 9
			начало межледниковья	Нет	0-17 1	Нет	Нет	Нет	0-4 1	18-45 29	0-4 1	0-4 1	52-77 62	
		Q ₂ ²	Ледниковые и водноледниковые отложения среднего плейстоценового оледенения	Нет	0-4 1	0-1 0,5	0-7 3	Нет	0-7 1	10-37 26	1-33 16	0-19 12	0-18 4	0-38 22
			«косослоистые пески»	0-1 ea	0-46 14	0-44 5,5	0-37 7	0-6 0,5	0-2 0,2	0-63 24	0-29 12	0-27 11	0-11 2	0-25 9
Нижний	Q ₁ ²	верхний горизонт	Нет	Нет	0-67 3,5	0-25 2	ea	0-60 6,5	0-75 28,5	0-40 8	0-56 12,5	0-19 3	0-50 10,5	
		нижний горизонт	Нет	0-1 ea	0-28 3,5	0-7 0,4	ea	0-28 5	0-94 46	0-40 8,5	0-60 14	0-27 3	0-44 9	
		Q ₁ ¹	«сильные глины»	0-2 0,5	0,5-59 28	0-2 1,0	0-2 0,5	Нет	0,1 ea	3-48 24	5-52 25	3-25 11	0-1 0,2	0,5-12 5

Таблица 8 (окончание)

Отдел	Ярус	Подкласс	Отложения	Травянистые и кустарниковые										Спелые			
				Gramineae	Сурсасеи	Ericaceae	Arctostaphylos	разно-травяне	Bryales	Sphagnales	Polypodiaceae	Lycopodiaceae	Selaginella tibirica	Osmunda			
Гористая		HL ₄	III горизонт	11-100 56	0-89 25	0-3 1	0-12 2	0-59 16	2-100 34	0-14 1	0-31 8	0-2 са	Her				
			II горизонт	24-84 57	6-70 28	0-1 са	0-2 са	1-45 13	0-82 30	0-6 0,5	6-99 52	0-8 2	0-18 4	Her			
			I горизонт	5-58 25,5	7-74 36	0-8 1	0-12 2,5	12-65 34	5-95 60	0-6 0,5	4-80 31	0-13 4	0-10 1	Her			
Плейстоцен	верхний	Q ₃ ⁴	Флювиогляциальные отложения II фазы; аллювий 13-16-метровых террас Камчатка	20-86 65	0-43 15	0-1 са	0-8 1	4-70 18	38-100 80	0-1 са	0-59 13	0-9 1	0-27 4	Her			
			Морены II фазы подплейстоценового оледенения	75	40	Her	6	8	94	Her	5	Her	Her				
		Q ₃ ²	Флювиогляциальные отложения I фазы	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her			
			Морены I фазы подплейстоценового оледенения; покровные сугсы	9-95 60	0-1 0,5	0-4 0,5	0-7 1,5	9-91 42	12-100 67,5	0-1 са	0-94 28	0-1 са	Her	Her			
		Q ₃ ¹	конец межледниковья	8-88 65	0-83 20	0-3 са	0-9 1	2-51 13	28-85 56	0-3 0,5	4-97 29	0-28 4	Her				
			Межледниковье; аллювиальные отложения	4-67 29	0-87 34	0-6 2	0-9 2	6-80 31	4-97 45	0-11 2	1-82 38	2-26 10	са				
			начало межледниковья	74-95 87	0-20 5	0-1 <1	0-1 <1	4-11 7	45-96 75	са	3-22 11	0-14 6	Her				
		средний	Q ₂ ²	Ледниковые и водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения	1-86 52	0-95 32	0-9 3	0-1 0,5	4-20 11	0-99 44	0-6 1,5	1-94 49	0-6 1,5	0-3 1	Her		
				«косослонные пески»	0-88 30,5	0-22 3	0-16 2	0-18 2	0-85 14	1-70 32	1-15 1	30-85 57	0-19 7	0-3 0,5	са		
		нижний	Q ₁ ²	«ослепленные»	нижний горизонт	0-87 26	0-90 25	0-11 3	0-10 1	0-50 19	5-97 52	0-56 7	2-91 24	0-42 10	0-5 1	Her	
верхний горизонт	2-85 21				0-52 11	2-61 23	0-18 4	9-95 37	1-99 45	0-37 8	1-94 33	0-19 4	0-81 6	Her			
«слепленные»	9-69 45			0-38 15	0-30 7	0-12 3	9-63 30	0-99 49	0-12 1	0-84 37	0-51 12	са					

Примечание. Числитель — крайнее значение, %, знаменатель — среднее значение — %; Пыльца широколиственных пород не обнаружена за исключением нижнего горизонта «слепленные» (единично).

Климатические условия всех теплых эпох были несколько мягче современных. Для двух последних теплых эпох они похожи и холоднее, чем условия самой ранней теплой эпохи, но остаются несколько теплее современных. Это позволяет говорить об общем прогрессивном похолодании климата в четвертичном периоде.

Климатические условия холодных эпох были суровее современных. Растительный покров Центральной Камчатской депрессии характеризовался сокращением лесных ценозов, широким развитием открытых пространств, представленных лугово-болотными и тундровыми травянисто-кустарничковыми ассоциациями. Подчиненное положение занимали лиственничные леса и березняки. Площади ельников сокращались до минимума, сохраняясь в отдельных рефугиумах. В спорово-пыльцевых спектрах прежде всего обращает внимание (подчиненное положение пыльцы древесно-кустарниковой группы. В группе древесных характерно не только отсутствие пыльцы *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Diploxylon*, но и значительное содержание пыльцы кустарниковых: *Betula* sect. *Nanae* и *Alnaster*. В группе травянистых обращает внимание преобладание пыльцы *Gramineae*. В группе спор по сравнению с теплыми эпохами падает содержание *Lycopodiaceae* и в значительном количестве появляются споры *Selaginella sibirica*.

Особое значение имеет вопрос о верхней части толщи «синих глин» и нижней части «косослоистых песков». Отсутствие в спорово-пыльцевых спектрах этих отложений не только пыльцы широколиственных пород, но и ели, подчиненное положение во многих образцах пыльцы древесно-кустарниковой группы и значительное содержание пыльцы *Betula* sect. *Nanae*, повышенное содержание спор *Sphagnales*, *Selaginella sibirica*, пыльцы *Ericales* — все это свидетельствует о климатических условиях более суровых, чем современные. В целом, полученные опорово-пыльцевые спектры из этих отложений и характер восстановленной (растительности (см. табл. 3) очень близки к таковым для времени накопления ледниковых отложений последнего и предпоследнего оледенений, хотя ледниковых отложений здесь нет. От последующих эпох похолоданий растительность первой холодной эпохи отличается широким развитием тундрово-болотных ассоциаций, представленных не только зеленомошными, но и сфагновыми *Sphagnales* (ср. 8%) болотами с кустарниковой березкой и вересковыми *Ericales* (ср. 23%).

В спорово-пыльцевых спектрах отложений II и III холодных эпох обращает внимание резкое увеличение содержания пыльцы кустарников (*Betula* sect. *Nanae* и *Alnaster*) за счет пыльцы древесных пород (такой контраст для I холодной эпохи по средним значениям не характерен). Для спорово-пыльцевых спектров III холодной эпохи характерно доминирование в группе спор *Bryales* при резко подчиненном положении всех остальных компонентов.

Последняя, холодная эпоха имеет два максимума похолоданий, разделенные периодом некоторого потепления. Однако климатические

условия более теплого (периода все же оставались несколько холоднее современных). В спорово-пыльцевых спектрах отмечается преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы, а в ней значительное количество пыльцы *Betula sect. Costatae*, с которой хорошо ассоциируются опоры *Lycopodiaceae* и *Polypodiaceae*, небольшой процент пыльцы *Betula sect. Nanae*. Все эти черты указывают на климат более теплый, чем в эпоху максимального оледенения. Однако ничтожное количество пыльцы ели и очень большой процент *Alnaster* свидетельствуют об условиях, менее благоприятных, чем современные.

Эпохи потепления и похолодания также отразились и в изменении состава диатомовой флоры. Эпохи потепления проявились в увеличении численности теплолюбивых форм и в уменьшении холодолюбивых. Для эпох потепления характерно также увеличение численности и видового разнообразия широко распространенных эвритермных видов в основном северо-бореальной зоны.

Эпохи похолодания фиксируются общей скудностью видового состава комплексов диатомовых, исчезновением южно-бореальных форм, преобладанием холодолюбивых северо-альпийских, северо-бореальных, и увеличением численности аркто-бореальных. Заметного изменения видового состава в отдельных зонально-экологических группах диатомовых не наблюдалось. Таким образом, ясно выявляется ритмичность изменения природных условий в плейстоцене - Чередование теплых и холодных эпох.

Чередование описанных выше эпох потеплений и похолоданий сложит основным критерием для датировки отложений Центральной Камчатской депрессии, так как фауны в отложениях, за исключением верхнеплейстоценовых и единичных находок в среди еплейстоценовых, нет. Наличие в отложениях I теплой эпохи хотя бы единичной пыльцы некоторых экзотических растений, характерных для плиоцена, дает возможность относить нижние горизонты «синих глин» к самому началу четвертичного периода. Верхнюю часть толщи «синих глин» мы относим ко второй половине раннего плейстоцена. Спорово-пыльцевые спектры фиксируют сильное похолодание, приведшее не только к полному вымиранию широколиственных растений, но и к резкому сокращению ельников. Таким образом, переход от еще достаточно теплых и влажных условий начала четвертичного периода к дальнейшему сильному похолоданию произошел внутри единой толщи «синих глин». Осадки следующих теплых эпох мы относим соответственно к началу среднего и позднего плейстоцена (среднеплейстоценовое и позднеплейстоценовое межледниковья).

Обращает внимание, что проводимые таким образом границы стратиграфических подразделений в ряде случаев попадают, внутрь выделяемых нами толщ отложений. Так, граница между первой и второй половинами раннего плейстоцена лежит внутри толщи «синих глин», а между ранним и средним плейстоценом — внутри толщи «косослоистых

песков». Иначе говоря, смены потеплений и похолоданий могут не совпадать со временем изменения характера тектонических движений.

Особо следует остановиться на климатических колебаниях в голоцене. Изучение голоценовых отложений депрессии дало возможность выделить в них три горизонта. Климатические условия времени накопления нижнего горизонта близки к современным и теплее, чем условия позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Это дает возможность выделять послеледниковый климатический оптимум. Отличительной особенностью этого времени является господство в депрессии березовых лесов из каменной березы и преснеца. Содержание пыльцы *Betula sect. Costatae* (ср. 36%) и *Betula sect. Albae* (ср. 6%) в отложениях климатического оптимума сильно повышено по сравнению с плейстоценовыми эпохами потеплений и настоящим временем. Значительный процент пыльцы *Betula sect. Albae* подтверждает предположение С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940) о связи березового максимума в низах торфяников с распространением волны белой березы (преснеца) во время послеледникового климатического оптимума.

Для времени накопления II горизонта отмечается некоторое похолодание, фиксирующееся по «спорово-пыльцевым спектрам. Со спектрами эпох похолоданий их сближает подчиненное положение пыльцы древесно-кустарниковой группы, значительное содержание пыльцы *Betula sect. Nanae*, *Gramineae* и спор *Selaginella sibirica*.

Спорово-пыльцевые спектры III горизонта отражают современную растительность и климатические условия.

Большой интерес для палеогеографии представляют изменения содержания отдельных компонентов флоры в четвертичном разрезе депрессии.

Пыльца ели содержится во всем разрезе четвертичных отложений. В начале (раннего плейстоцена (Q^1)) еловые леса в депрессии преобладали. В последующее время они достигали широкого развития в межледниковые эпохи, однако в целом намечается уменьшение их роли в растительном покрове по мере приближения к настоящему времени. Еще во время позднеплейстоценового межледниковья еловые леса существовали на западной (Гептнер, Окиба, Лушикина, 1965) и северной (Малаева, Алешинская, Петров, 1965) Камчатке и лишь после позднеплейстоценового оледенения локализовались в депрессии. Исчезновение ели на западном и восточном побережьях мы связываем с широким развитием ледников I фазы позднеплейстоценового оледенения в этих районах. Ледники перекрывали значительные площади прибрежных равнин и часто спускались до моря. В Центральной Камчатской депрессии ель, видимо, переживала позднеплейстоценовое оледенение в отдельных рефугиумах. Последние были приурочены к Генеральскому поднятию в осевой части депрессии, территория которого ледниками не покрывалась. По-видимому, значительный процент ели в некоторых образцах из

верхнеплейстоценовых отложений в пределах этого поднятия (покровные супеси, террасы 20-и 13-16-метровые), для времени накопления которых по общему характеру спектров восстанавливаются весьма суровые климатические условия, объясняется близостью рефугиумов ели.

Характер распределения лиственницы в разрезе депрессии существенно иной. В доледниковое время она составляла небольшую примесь в еловых лесах. Но уже в первую холодную эпоху лиственница получила широкое распространение и продолжала существовать все последующее время. Об относительной роли ее в растительном покрове часто судить трудно, так как пыльца лиственницы плохо захороняется, особенно в грубообломочных отложениях.

Пихта составляла небольшую примесь в еловых лесах в теплые эпохи. Предыдущие исследователи (Кушев, Ливеровский, 1940; Куприна, Скиба, 1963) отмечали присутствие пыльцы пихты в четвертичных отложениях депрессии в значительных количествах (до 17-23%). Однако знакомство с современной пыльцой камчатской ели (*Picea yezoensis* s. et z.) и пихты (*Abies gracilis* Кот.) дает нам возможность предполагать, что за пыльцу пихты принимались крупные пыльцевые зерна одной из разновидностей *Picea sect. Omorica*. По нашим данным, пыльца пихты составляет в нижне- и среднеплейстоценовых отложениях не более 1%, а в отложениях позднеплейстоценового межледниковья не встречена. Не обнаружена пыльца пихты в верхнеплейстоценовых отложениях и Е. М. Малаевой на северной Камчатке. Пихта отмечена Л. А. Скибой лишь в верхнеплейстоценовых отложениях западной Камчатки. В связи с отсутствием пыльцы пихты в верхнеплейстоценовых отложениях восточной и центральной Камчатки встает вопрос о происхождении пихтовой рощи в районах вулкана Семячик. В. Г. Турков и В. А. Шамшин (1963) считают пихту реликтовым растением, исходя из невозможности ее миграции с материка в послеледниковое время и систематической обособленности. Они считают, что в ледниковую эпоху пихта сохранилась в виде смешанного с каменной березой редколесья. С этой точки зрения неясно отсутствие пыльцы пихты в верхнеплейстоценовых отложениях. Непонятно также, как пихта могла пережить оледенение, если ель и даже лиственница были вытеснены с западного и восточного побережий и сохранились только в рефугиумах Центральной Камчатской депрессии.

Сосна обыкновенная и, возможно, кедровая (*Pinus s/g Haploxyton*) распространялась в депрессии только во время среднеплейстоценового межледниковья. Проникновение ее происходило, видимо, с северо-востока, через северную Камчатку, где она принимала (участие в растительном покрове этого времени (Баскович, 1959; Малаева, 1965).

Леса из каменной березы существовали в депрессии на всем протяжении четвертичного периода, причем до последней ледниковой эпохи занимаемые ими площади отличались большим постоянством и в теплые и в холодные эпохи. Со времени позднеплейстоценового оледенения березняки из каменной березы расширяют свои площади, достигая

максимального развития в послеледниковый климатический оптимум. В это же время широкое распространение получает белая береза (*Betula japonica*), которая в более ранние эпохи составляла примесь в еловых и лиственничных лесах.

Ольховый стланик занимал значительные площади на склонах окружающих депрессию горных сооружений как в теплые, так и холодные эпохи, причем пояс ольхового стланика примерно на той же площади в периоды потепления поднимался вверх, вытесняя напорные тундры, а в периоды похолодания опускался вниз и теснил лесные ассоциации. Обращает внимание, что кедровый стланик до самого последнего времени на Камчатке не был широко развит. Некоторое увеличение занимаемых им площадей отмечается только начиная с конца позднеплейстоценовой ледниковой эпохи.

Широколиственные породы были в депрессии только в раннеплейстоценовое время и полностью исчезли после первого крупного похолодания.

Таким образом, снизу вверх по разрезу прослеживаются не только ритмические изменения природных условий, но направленность в их развитии. Отмечаются две тенденции развития флоры — нисходящая и восходящая. Первая выражается в выпадении из растительного покрова ряда теплолюбивых элементов — широколиственных пород, пихты, сосны, и сокращения площадей еловых лесов, вытесняемых лиственничниками и березняками. С другой стороны, отмечается расширение площадей, занимаемых березой и кедровым стлаником, что особенно четко наметилось во второй половине позднего плейстоцена.

Наиболее четкий рубеж в развитии растительности и характере климатических условий связан с похолоданием в раннем плейстоцене. Вызванное им исчезновение из растительного покрова Камчатки последних представителей широколиственных лесов, резкое сокращение еловых лесов за счет лиственничников — все это знаменует переход от весьма мягкого и влажного климата доледниковья к более холодному и континентальному климату ледникового периода.

ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

О точном времени заложения депрессии и о выполняющих ее отложениях, залегающих ниже уреза рек, нельзя говорить достаточно уверенно. Однако в начале четвертичного периода она, несомненно, уже существовала, так как самые низы видимого разреза представлены нижнеплейстоценовыми отложениями.

В раннеплейстоценовое время в пределах Центральной Камчатской депрессии существовал обширный озерный водоем, осадками которого является толща «синих глин». Прибрежные фации этого озера (Представ-

лены иесками разной крупности, реже галечниками, более глубоководные — суглинками, глинами и диатомитами. Широкое площадное развитие озерных отложений свидетельствует о больших размерах озерного водоема, а значительные мощности отложений указывают на длительность существования озера.

Исследование диатомовой флоры «синих глин» показало, что озеро имело в общем значительные глубины и умеренно-холодный режим. Однако глубина и размеры бассейна, вероятно, несколько менялись, о чем свидетельствует чередование комплексов с преобладанием то планктонных, то бентических диатомовых.

Если рассматривать «синие глины» как коррелятивные отложения, накапливающиеся за счет сноса с окаймляющих депрессию горных сооружений, то определенно можно считать, что последние были невысоки и весьма слабо расчленены. Отсутствие высоких горных хребтов, выдающихся за пределы снеговой линии, и являлось, видимо, препятствием для развития р аинепл ей стоценов ого оледенения даже в условиях значительного похолодания.

Большая мощность озерных осадков свидетельствует о прогибании депрессии во время их накопления. Во второй половине раннего плейстоцена характер тектонических движений несколько меняется. Общее поднятие депрессии вызывает спеуюк озерного водоема и размыв части озерных осадков, что прекрасно фиксируется в разрезах при изучении контакта толщи «синих глин» и «косослоистых песков».

Следующий крупный этап в развитии депрессии — накопление мощной толщи аллювиальных осадков («косослоистые пески») на фоне ее общего опускания. Аллювиальные осадки отлагались, видимо, как рекой Пра-Камчаткой, так и ее притоками, стекавшими с прилегающих горных массивов. Косослоистые и диагональиослоистые пески по своим признакам — типичные отложения русловой фации аллювия. Расположенные на разной высоте линзы и линзовидные прослой суглинков, супесей и торфа относятся к пойменной или старинной фациям, занимающим подчиненное положение.

Постоянное присутствие пирокластического материала в отложениях «синих глин» и «косослоистых песков» (в виде отдельных тонких прослоев в озерных отложениях и примеси переотложенного вулканического материала в аллювии) свидетельствует о том, что в это время вулканическая деятельность продолжалась непрерывно. Однако сравнительная тонкость пирокластичеогокого материала в отложениях депрессии говорит о достаточной удаленности областей проявления вулканизма.

Изучение распределения в разрезе депрессии сине-зеленой роговой обманки (см. рис. 15) позволило А. Р. Гептнеру наметить некоторые палеогеографические особенности формирования четвертичных отложений. Судя по имеющимся в литературе данным, сине-зеленая роговая обманка имеется только в породах Ганальского хребта, где ее

количество достигает иногда 70%. Значительное содержание сине-зеленой роговой обманки в «синих глинах» и «косослоистых песках» свидетельствует о том, что тогда, видимо, не существовало препятствий для разноса пластического хматериала от Ганальского хребта на северо-восток вдоль оси депрессии. Быстринская и Камчатская депрессии представляли единую впадину, которая, судя по данным Н. П. Куприной (1966), продолжалась на север через долину Еловки и выходила к океану. Появление в верхней части толщи «косослоистых песков» крупных пачек галечников можно рассматривать как свидетельство начавшегося воздымания окружающих депрессию горных сооружений. Этот этап совпал с появлением на территории депрессии ледников первого, среднеплейстоценового, оледенения. О характере и (размерах этого оледенения сводить в настоящее время очень трудно, так как созданные им формы рельефа уничтожены, а отложения сохранились в ограниченном числе обнажений. Однако, поскольку отложения его обнаружены в осевой части депрессии, можно предполагать, что в это время существовали крупные ледники подножий типа Маляшина, заполнявшие почти всю депрессию. Вопрос о существовании ледниковых покровов в областях питания этих ледников остается открытым.

Следующий, позднеплейстоценовый, этап в развитии Центральной Камчатской депрессии связан с ее распадом на впадины. Обособились Быстринская и Камчатская депрессии (количество сине-зеленой роговой обманки в аллювиальных межледниковых отложениях падает до 1,2 — 2,2%, что связано с прекращением ее поступления из района Ганальского хребта и переотложением только из подстилающих отложений).

В средней части Камчатской депрессии начинает расти Генеральское поднятие. Заложение его произошло в начале последнего межледникового. В процессе формирования этого поднятия в его пределах образовался ряд межледниковых цокольных террас р. Камчатки.

Общее (воздымание окружающих депрессию горных сооружений, разобщение ее отдельных участков, рост Генеральского поднятия — все эти события знаменуют этап мощной активизации новейших движений Камчатки, начавшихся в середине плейстоцена и продолжающихся до настоящего времени. С началом этого этапа связано, по-видимому, мощное проявление позднеплейстоценового вулканизма в пределах Восточной вулканической зоны и южной Камчатки (Мелекесцев, 1967). В осадках депрессии этот этап запечатлен накоплением мощных прослоев кислых вулканических пеплов в позднеплейстоценовых межледниковых отложениях и покровных супесях.

Вторая половина позднего плейстоцена ознаменовалась двухфазным горно-долинным оледенением и мощной вспышкой вулканизма в депрессии (Ключевская группа вулканов) и сопредельных территориях. Оледенение развивалось в условиях расчлененного рельефа сформировавшихся к этому времени среднегорных и высокогорных хребтов, окаймляющих депрессию. В I фазу ледники спускались в пределы

самой депрессии, где они, видимо, сливались между собой, образуя ледники подножий типа Маляспина. Быстринская депрессия и южная часть Камчатской депрессии целиком заполнялись льдом, в средней части Камчатской депрессии ледники располагались по периферии депрессии.

Межфазовый промежуток ознаменовался таянием ледников и накоплением мощной толщи флювиогляциальных отложений — слоистых песков, супесей и галечников. Слоистые пески, слагающие террасовидную равнину на междуречье Камчатки и Козыревки, имеют облик типичных зандровых отложений. Большая мощность этих отложений свидетельствует о преобладании на значительной части депрессии (кроме Генеральского поднятия) нисходящих тектонических движений.

Во II фазу оледенения ледники были меньших размеров, чем в I фазу. Только в Быстринской депрессии ледники спускались в ее пределы, образуя расширенные концы. Водораздел между Быстрой и Камчаткой был занят ледником, спускавшимся по Озерной Камчатке. В пределы Камчатской депрессии ледники не заходили, а оканчивались либо непосредственно у подножия горных хребтов (восточный склон Срединного хребта), либо в пределах самого хребта (западный склон Валагинского хребта). Судя по верхней границе ледниковой экзарации в троговых долинах, мощность ледников составляла обычно 200—300 м, лишь в отдельных случаях увеличиваясь до 500—600 м. Ледники спускались до разных высот над уровнем моря, что было связано в первую очередь с разными мощностями льда. Наличие в троговых долинах двух-трех конечных морен, расположенных выше по течению от конечноморенной гряды, фиксирующей максимальное продвижение ледников, свидетельствует об их прерывистом сокращении.

Во время позднеплейстоценового оледенения продолжался рост Генеральского поднятия, в пределах которого были сформированы цокольные террасы высотой 20—25, 13—16, 9—13 м. Расширение площади этого поднятия происходило за счет вовлечения в воздымание значительной части участков флювиогляциальных равнин I фазы оледенения, тяготеющих к центру депрессии. Большая часть депрессии (южный и северный участки) в позднеплейстоценовое время испытывала опускание, вследствие чего более древние отложения оказались погребенными, и на поверхности развиты только наиболее молодые отложения (Q_3^4 — Q_4).

Ко времени I фазы позднеплейстоценового оледенения и межфазовому интервалу приурочена мощная вспышка вулканической деятельности в сопредельных с депрессией территориях. Эти извержения послужили источником накопления толщи покровных супесей с многочисленными прослоями кислых вулканических пеплов. Поступление такого количества пирокластического материала мы связываем с крупным этапом кислого вулканизма в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки (Мелекесцев, 1967). Возможно, начало вулканической деятельности падает на конец последнего межледниковья, о чем свидетельствуют

мощные прослои этих пеплов в отложениях межледниковых террас Камчатки.

В послеледниковое время в депрессии формируются аллювиальные равнины современных наземных дельт, пролювиальные и делювиальные равнины у подножия гор, вулканогенно-пролювиальные и современные флювиогляциальные равнины в пределах Ключевской группы вулканов. В долине Камчатки сформировались аккумулятивные террасы.

Ко времени некоторого похолодания, последовавшего за климатическим оптимумом, приурочено, видимо, максимальное распространение современных ледников и небольшое голоценовое каровое оледенение в высокогорных районах Камчатки.

Из всего изложенного выше можно сделать несколько выводов, имеющих принципиальное значение:

- 1 Заложение депрессии произошло до начала четвертичного периода, однако формирование окружающих ее горных хребтов в виде высокогорных и среднегорных массивов началось только с середины среднего плейстоцена. С началом позднего плейстоцена связано разобщение отдельных участков депрессии и возникновение частного поднятия в осевой части Камчатской депрессии.
- 2 На протяжении всей четвертичной истории депрессии отмечается несколько эпох потеплений и похолоданий климата. Двум последним периодам похолоданий соответствуют средне- и позднеплейстоценовые ледниковые эпохи. Отсутствие раннеплейстоце нового оледенения связано, видимо, с небольшими высотами горных хребтов, окружавших депрессию в это время.
- 3 Изменение характера тектонических движений в депрессии может как совпадать, так и не совпадать с моментами изменения климатических условий. В последнем случае возрастные границы, проводимые по смене растительности и диатомовых комплексов, не совпадают с границами толщ, выделяемых по литолого-генетическому принципу.
- 4 Крупный озерный бассейн существовал в депрессии только в начале раннего плейстоцена. Более поздние отложения другого генезиса.
- 5 Вулканическая деятельность проявлялась в сопредельных с депрессией территориях на всем протяжении четвертичного периода. Последняя значительная вспышка вулканизма произошла в пределах восточной зоны в начале позднего плейстоцена, что вызвало накопление в депрессии пирокластических отложений покровных супесей.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ КАМЧАТКИ

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Большинство исследователей полуострова интересовалось вопросами четвертичного оледенения Камчатки, так как решение их служило ключом для разработки стратиграфии четвертичных осадочных и вулканогенных отложений, покрывающих значительную часть Камчатки. К сожалению, тематических работ о (Количестве, характере и особенностях четвертичных оледенений Камчатки не проводилось. Более того, крайне редки были здесь вообще специальные геоморфологические исследования, которые могли бы в какой-то мере осветить этот вопрос. Сведения о четвертичном оледенении Камчатки собирались в основном попутно гари геологическом изучении территории и потому часто были беглыми и отрывочными. Многие исследователи ограничивались простым упоминанием о следах более значительного, чем теперь, древнего оледенения. Вопросы о количестве оледенений, их возрасте и характере затрагивались немногими авторами.

Одним из первых указал на наличие следов древнего оледенения полуострова К. И. Богданович (Bogdanowitsch, 1904). Он описал типичный моренный ландшафт в районе вулкана Анаун на высоте 637 м над уровнем моря и в верховьях р. Тигиль.

Многочисленные сведения о следах древнего оледенения были получены в начале XX в. сотрудниками экспедиции Географического общества, организованной на средства Ф. П. Рябушинского. В. Л. Комаров (1910, 1911) описал ледниковые формы рельефа в различных районах полуострова: моренный ландшафт на водоразделе Камчатки и Быстрой, моренные валы на междуречье Кирганика и Кимитины, типичные скульптурные и аккумулятивные ледниковые образования в долине р. Сокоч, Корякской и др. Мореной В. Л. Комаров считал и несортированные грубообломочные отложения в районе г. Петропавловска на высоте 50 м над уровнем моря. Последующее изучение этих отложений И. В. Мелекесцевым и В. Н. Олюниным в 1961 г. и Е. Ф. Малеевым (1963) позволяет сделать вывод о вулканогенном, а не ледниковом генезисе этих отложений.

С. А. Конради (1911, 1925) отмечал следы значительного прошлого оледенения в районе с. Начики и Ключевской группы вулканов. Он совершенно правильно считал мореной грубо обломочные несортированные отложения в долине Сухой Хапицы у подножия вулкана Камень. Оледенение С. А. Конради относил ко времени, непосредственно предшествовавшему образованию современных действующих вулканов.

В. А. Обручев (1931) в сводке о древнем оледенении Азии привел сведения В. Л. Комарова, С. А. Конради, К. И. Богдановича о следах четвертичного оледенения Камчатки, но выводов о количестве ледниковых эпох или времени оледенения не сделал.

В 30—40-е годы продолжается накопление сведений о четвертичном оледенении. Эти сведения собираются в основном попутно при геологических исследованиях Нефтяного института, Камчатской комплексной экспедиции СОПС и др. Указания на широкое развитие ледниковых скульптурных и аккумулятивных форм рельефа для различных, в основном горных, районов полуострова содержатся во многих работах (Двали, 1939; Морозов, 1940; Пийп, 1941, 1947; Соболев, 1940; Харкевич, 1940 и др.). Изучение геологии и вулканизма южной Камчатки привело Б. И. Пийпа (1947) к совершенно правильным и весьма интересным выводам. Он связывает почти полное отсутствие следов древней ледниковой деятельности на юге полуострова с их позднейшей маскировкой вулканической деятельностью.

Большой интерес представляют появившиеся в это время работы, в которых, помимо простого (упоминания о следах оледенения, затрагивались вопросы его характера и количества ледниковых эпох. Одним из первых четко сформулировал представление о двухкратном оледенении Камчатки А. В. Щербаков (1938, 1940, 1941). С первым оледенением он связывал террасовидные уступы в долинах рек (высотой 35—40 м) с буцристо-занадинным рельефом и 25—30-метровые флювиогляциальные террасы. Ледники достигали мощности 400—500 м и спускались до высот 300 м над ур. моря. Западная низменность ледниками не покрывалась, но на востоке они доходили до океана. Со вторым оледенением А. В. Щербаков связывал моренный рельеф на низких (10—12 м) террасовидных ступенях в долинах рек и формирование 10—12-метровой флювиогляциальной террасы. Ледники этого оледенения не спускались ниже 500 м над ур. моря и не выходили за пределы гор. Оба оледенения были горно-долинными.

Несомненную ценность представляет методика, примененная А. В. Щербаковым для выделения ледниковых эпох. В отличие от многих предыдущих и последующих исследователей, он обосновывал факт существования нескольких оледенений на основании изучения не скульптурных, а аккумулятивных форм рельефа. Однако основным критерием для выделения двух моренных и флювиогляциальных комплексов было взято их гипсометрическое положение, часто без учета сохранности ледниковых форм и их соотношения. В результате этого А. В. Щербаковым к разным оледенениям были отнесены в большинстве случаев разновозрастные морены самой последней эпохи наступления ледников. Так, местами А. В. Щербаков считал более молодой основную и конечную морену, располагающуюся на дне долины, а более древней — береговые валы того же ледника, расположенные на склонах долины или прилегающих водоразделах. Он переоценивал и факт разного гипсометрического положения конечных морен над уровнем моря, рассматривая его как достаточный критерий для признания их разновозрастности, в то время как эти различия в большинстве случаев

объясняются местными климатическими и орографическими особенностями.

С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1938, 1940), проводившие специальные геоморфологические исследования в Центральной Камчатской депрессии, наметили здесь следы двух главных фаз одного оледенения.

При разделении ледниковых образований по возрасту С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский основным критерием считали их гипсометрическое положение, четко отграничивая отложения ледников, спускавшихся в депрессию, и ледников, не выходявших за пределы гор.

Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков (1949, 1950) обобщили данные всех предыдущих исследователей и изложили свои представления о четвертичном оледенении полуострова. Они выделили два самостоятельных оледенения. К последней ледниковой эпохе ими отнесены многочисленные следы древнего оледенения в истоках рек Утки, Хомутиной, Комлаковой, в Корякском хребте, на северо-восточных склонах Срединного хребта, в хребтах Пылгинском и Говенском. Моренные отложения этого оледенения отличаются хорошей сохранностью и перекрывают на севере Камчатки отложения среднечетвертичной морской трансгрессии. Поэтому возраст его авторы считают позднечетвертичным. Во время этого оледенения большая часть Западнокамчатской низменности и Паратольского дола была свободна от льда, Центральная Камчатская депрессия забивалась льдом только на юге. На восточном берегу северной Камчатки и на юге Камчатки ледники доходили до моря. Возвышенности Кроноцкого полуострова, о-ва Карагинского и п-ва Камчатского Мыса были самостоятельными центрами оледенения.

Следов более древней ледниковой эпохи мало. К ним авторы относят остатки древнего трога с мореной на западном склоне горы Кекурной на высоте 800 м над ур. моря и морену в Олюторском районе, перекрытую молодыми базальтами. Обломки последних составляют 30—40% в отложениях более молодой морены. Это оледенение Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков связывают с нижним плейстоценом, приурочивая его к орогеническим движениям на границе третичного и четвертичного периодов. Морские межледниковые осадки слагают аккумулятивные и реже скульптурные морские террасы высотой 7—8, 10—12, 16—20, 30, 40—60 и 230 м. В отложениях 50-метровой террасы был найден позвонок кита. Описанные следы двух этапов наступления ледников авторы относят не к двум фазам, а к двум самостоятельным оледенениям, основываясь на длительности разделяющего их промежутка, к которому приурочены морская трансгрессия и излияния базальтов.

Данные Г. М. Власова и Ю. Ф. Чемякова представляют значительный интерес, так как авторы выделяют разные эпохи оледенения не только на основании гипсометрического положения морен, но и с учетом их разной сохранности, взаимоотношения между ними и другими

отложениями. Однако обоснование существования двух самостоятельных оледенений, на наш взгляд, недостаточно. Авторы не располагают собственными данными о характере растительности в межледниковье. Они ссылаются в этом вопросе на С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского, которые относят, как нам кажется, условно озерные отложения депрессии к межледниковому времени. Холодолюбивый облик флоры межледниковых отложений Центральной Камчатской депрессии Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков связывают с изолированностью Камчатки от других районов вследствие развития морской трансгрессии. В изученных авторами районах нет данных о (растительности и времени накопления морских отложений, что, на наш взгляд, оставляет открытым вопрос о двух ледниковых эпохах или фазах одного оледенения. К сожалению, не приведены факты для обоснования среднечетвертичного возраста морской трансгрессии. Несколько неясен и вопрос, о взаимоотношениях морских отложений и морен I оледенения, вследствие чего положение морских отложений между ледниковыми в какой-то мере оказывается предположительным.

Г. М. Власов развивает в последующих работах (1958, 1959а, б) свои представления об оледенении Камчатки. Он высказывает мысль о полупокровном характере I оледенения, следами которого служат неглубоко врезанные в поверхности выравнивания древние трогги, заканчивающиеся у высоких (200—400 м) морских террас. Древние трогги на южной Камчатке и о-ве Парамушире прорезаны на глубину 200—300 м, и эти эрозионные долины обработаны более молодыми ледниками. Моренные отложения второго оледенения фациально замещены осадками 20-метровой морской террасы. На основании указанных взаимоотношений морских и ледниковых форм рельефа Г. М. Власов делает вывод о синхронности I оледенения с «межледниковой» трансгрессией, а II — с «последледниковой». Оледенения соответственно датируются им как среднечетвертичное и позднечетвертичное. К сожалению, представления автора базируются в основном на анализе скульптурных форм и не подкрепляются детальным рассмотрением аккумулятивных комплексов.

Сотрудниками Лаборатории (вулканологии АН СССР и другими исследователями при изучении вулканических сооружений Камчатки описывались следы древнего оледенения. Ледниковые комплексы используются вулканологами как один из методов расчленения четвертичных эффузивов и датировки возраста вулканических сооружений. К сожалению, специальных тематических работ по этому вопросу при изучении вулканов поставлено не было. Большинство исследователей указывало на широкое развитие выраженных в рельефе скульптурных и аккумулятивных ледниковых форм, относимых ими к последней ледниковой эпохе (Меняйлов, Набоко, 1948; Святловский, 1954, 1956 а, б, 1957; и др.). Некоторые авторы отмечают две стадии или две эпохи оледенения в основном на основании изучения скульптурных форм

или разного гипсометрического положения морен (Маренина, 1956, 1959; Маренина и др., 1962; Меняйлов, 1955; Пийп, 1956; Эрлих, 1960).

В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1961, 1964) подытожили большое количество сведений о следах четвертичного оледенения, полученных при геологических и гидрогеологических исследованиях 50 — 60-х годов. Ими на Камчатке выделяются четыре оледенения, соответствующие нижнему, среднему и верхнему отделам четвертичного периода. Первое оледенение выделяется условно. К его следам они относят галечно-валунные моренные отложения под нижнечетвертичными платоэффузивами в долине Уки. Второе оледенение развивалось в условиях достаточно расчлененного рельефа, близкого к современному. Следами этого оледенения авторы считали трог, расположенные в нижних частях горных склонов, морены и флювиогляциальные отложения, развитые по обе стороны северной части Срединного хребта и вдоль всего его западного подножия. На восточном побережье моренные комплексы, по предположению авторов, лежат ниже уровня океана. К верхнечетвертичному отделу эти авторы относят следы двух горно-долинных оледенений. С первым из них связаны троговые долины, начинающиеся из крупных цирков и каров. Ледниковые отложения этого оледенения располагаются в долинах близ устьев тротов. Ко второму горно-долинному оледенению относятся небольшие морены, лежащие выше морен предыдущего оледенения, но ниже современных, у подножия вулкана Ичи некого, на восточном склоне Ключевского вулкана, на западном склоне горы Острой и др.

Все выделенные авторами ледниковые эпохи разделяются межледниковьями. С доледниковым временем (ибо раннечетвертичное оледенение выделяется только предположительно) авторы связывают маломощные галечники 200-метровой морской террасы в районе р. Уки на восточном склоне хребта Кумроч. На поверхности ее залегают ледниковые отложения, возраст которых, к сожалению, авторы никак не обосновывают.

К первому межледниковью ими отнесены озерные пески и супеси Центральной Камчатской депрессии, выделенные С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1940).

Морские террасы, относимые В. П. Мокроусовым и Н. Д. Садовским к первому межледниковью, имеют высоты 100—120 м и реже 60—80 м. В песках и супесях 100-метровой террасы Кронюцкого залива Н. И. Головенкиной была определена обильная диатомовая флора (Мокроусов, Садовский, 1961). Анализ образцов из шурфа с глубины 2,2—2,5 м показал, что 90% диатомовых представлено морскими и солоноватоводными формами. Однако большинство указанных форм, по заключению Е. Г. Лупикиной, переотложено из неогена Камчатки.

Ко второму межледниковью авторы относят 20—50-метровые аккумулятивные морские террасы на п-ве Камчатского мыса и о-ве Карагинском. В отложениях 40-метровой террасы п-ова Камчатского мыса

О. А. Скарлатто была определена фауна, возраст которой не ниже верхнего отдела (Мокроусов, Садовский, 1961, 1964). На о-ве Карагинском фауна, близкая к современной, была собрана еще Д. С. Харкевичем (1941).

При рассмотрении стратиграфической схемы В. П. Мокроусова и Н. Д. Садовского прежде всего обращает внимание, что авторы не приводят данных о взаимоотношении выделенных ими ледниковых комплексов в каком-либо районе для ледников, с одним центром питания. Нет такого анализа и в первичных материалах, на которые они опирались. Выделение же ледниковых эпох на основании разного гипсометрического положения конечноморенных комплексов в разных районах вряд ли надежно. В этом случае возможно отнесение к разновозрастным образованиям конечноморенных комплексов одного оледенения, имеющих разное положение в рельефе и разные высоты над уровнем моря вследствие некоторых местных климатических и орографических причин. К сожалению, авторы не приводят данных о сохранности самих конечноморенных комплексов или выраженности в их пределах холмисто-котловинного рельефа. В вопросе о выделении межледниковых морских террас главный недостаток — отсутствие указаний на их взаимоотношения с ледниковыми комплексами. Доледниковый возраст 200-метровой террасы определяется условно. При отнесении 100-метровой террасы к межледниковью авторы ссылаются на А. И. Юдина, а в случае озерных осадков депрессии — на С. Л. Кушева (Кушев, Ливеровский, 1940). Отнесение 20—50-метровых террас ко второму межледниковью не совсем ясно, так как не приводится сведений об их взаимоотношении с двумя комплексами последних горно-долинных оледенений; не исключено, на наш взгляд, что они могут быть и послеледниковыми. Ни в одной из морских террас не найдена флора или пыльца и споры, свидетельствующие о климате более теплом, чем современный.

Последние годы материалы о четвертичном оледенении Камчатки собирались сотрудниками Камчатского Геологического управления, но специальных исследований не проводилось. В связи с этим полученные сведения часто скудны и трудно сопоставимы между собой. Большинство исследователей отмечает на Камчатке следы одного горно-долинного оледенения. Однако эти хорошо выраженные в рельефе ледниковые формы одинаковой сохранности один из них относят без уточнения к среднему и верхнему отделам, другие — к среднему отделу, третьи — только к верхнему отделу четвертичной системы. Некоторые исследователи выделяют несколько ледниковых комплексов, связывая их либо со Стадиями одного оледенения, либо с самостоятельными оледенениями. В. Н. Бондаренко и Ю. М. Ястремский в пределах нижнего течения рек Банной и Карымчины (Апачинская депрессия) выделили в 1961 г. три фазы оледенения на основании трех горизонтов морены в обнажении правого берега Карымчины в 50 км от устья. В рельефе этого района выражены марены только двух последних фаз, отложения их

отличаются по цвету: серый — для морен I фазы и бурый — для II фазы. А. П. Грязнов и В. А. Самойлов описали в 1963 г. два ледниковых комплекса на водоразделе рек Ичи и Озерной, которые, по их мнению, связаны с двумя стадиями единого горно-долинного оледенения средне-позднечетвертичного возраста. К первой стадии ими отнесен сильно размытый конечноморенный вал со сглаженным холмисто-котловинным рельефом. Со второй стадией связан хорошо выраженный в рельефе конечноморенный вал с крутыми склонами. В его пределах хорошо читаются холмы и глубокие котловины. В данном случае авторами применен совершенно правильный метод анализа ледниковых образований в одном районе. При выделении разновозрастных ледниковых отложений учитывается не только их гипсометрическое положение, но и сохранность самих комплексов и моренного рельефа в их пределах.

Особо следует остановиться на результатах работ А. Н. Юдина, проводившего в 1954 г. геологические исследования на п-ве Камчатского Мыса. В глубоких шурфах (до 30 м) в долине Белой им были вскрыты два горизонта морены, причем нижний горизонт хорошо отличался от верхнего белесоватой окраской вследствие примеси тонкой пыли кальцита. Морены разделены отложениями разного генезиса — либо флювиогляциальными, либо аллювиальными, либо морскими. Морские отложения (представлены косослоистыми песками, глинами и галечниками, причем не совсем ясно, на наш взгляд, чем они отличаются от аллювиальных. В одном из образцов межморенных отложений была отмечена пыльца сосны, березы, полыни, опоры плаунов и папоротников. Присутствие пыльцы сосны, по мнению А. Н. Юдина, свидетельствует о более сухом и теплом климате, чем современный. Однако этот вывод кажется нам необоснованным, так как пыльца сосны могла быть перепутана с пылью кедрового стланика. Присутствие же последней ничуть не свидетельствует о потеплении. На возможность ошибки указывает тот факт, что в аллювии 3—5-метровой террасы авторами обнаружена также пыльца *Pinus subgen. Diploxylon* и не сделано никакой оговорки о возможности ее переотложения или заноса, в то время как в настоящий момент данная древесная порода поблизости от исследуемой территории нигде не произрастает. Разделяющие морены отложения вряд ли можно считать межледниковыми, скорее их следует относить к межстадиальным. Под мореной первого оледенения в шурфах были вскрыты прибрежно-морские и аллювиальные отложения, в которых была обнаружена пыльца ели, ольхи, березы, гречишных, сложноцветных. Присутствие ели, как считает А. Н. Юдин, указывает на климат более теплый, чем современный. Однако при некондиционном количестве подсчитанных пыльцевых зерен и опор (в одном образце их насчитано всего 47, а в другом—14) очень трудно обнаружить переотложение, которое в исследуемом районе широко развито и фиксируется нами в многочисленных образцах по степени сохранности и минерализации пыльцевых

зерен. Не исключено, что пыльцевые зерна ели переотложены из более древних осадков тюшевской или кавранской серии.

Здесь же, на п-ове Камчатского Мыса, А. Н. Юдиным были выделены многочисленные уровни цокольных и аккумулятивных морских террас. Террасы высотой 1000—1100, 800—850, 600—700, 400—500 и 200—250 м он считал доледниковыми, террасы высотой 100, 60—75 м связывал с межледниковой трансгрессией, террасы 40—45 м — со вторым оледенением, а террасы 20 м и ниже относил к послеледниковым.

В последнее время все исследователи единодушно отмечают широкое развитие высоких доголоценовых морских террас на восточном побережье Камчатки. Б. В. Ковалев на участке от Усть-Камчатска до устья Большой Чажмы отмечает террасы высотой от 50 до 200—250 м, А. М. Садреев на Кроноцком полуострове — террасы высотой 60—80, 100—150 и 200—300 м, В. Г. Крымов на Шипунском полуострове — террасы высотой 240 и 300—340 м, Л. П. Грязнов на побережье бухты Ольги — террасы высотой 80—100 м. Однако в вопросе о соотношении этих террас с ледниковыми формами имеются существенные разногласия. А. М. Садреев считает все террасы Кроноцкого полуострова древнее последнего, позднечетвертичного, оледенения на основании перекрытия моренами этого оледенения морской террасы высотой 60—80 м в бассейне Выдровой. В. Г. Крымов считает высокие террасы Шипунского полуострова древнее позднечетвертичного оледенения, но синхронными более древнему, среднечетвертичному оледенению, хотя описания отложений последнего и их связи с морскими отложениями не дается Б. В. Ковалев вообще не выделяет в районе верхнечетвертичных отложений, относя все следы оледенения к среднечетвертичному отделу. Никаких обоснований для такой датировки отложений горно-долинного, оледенения, которое в соседних районах всеми считается позднечетвертичным, он не приводит. Высокие морские террасы Б. В. Ковалев считает более молодыми и относит к верхнему отделу четвертичного периода (к сожалению, соотношения их с ледниковыми отложениями не указаны).

Геологические исследования последних лет не выяснили достаточно ясно генезис рельефа Западной Камчатки. Исследователи высказывают самые разные предположения по этому поводу. Подробно на этих, материалах мы остановимся в разделе о позднечетвертичном оледенении, при рассмотрении генезиса рельефа Западнокамчатской низменности.

Подводя итоги, можно отметить, что ко времени постановки наших тематических исследований представления о четвертичном оледенении Камчатки в общем сводились к следующему:

1. Большое влияние четвертичного оледенения на формирование рельефа Камчатки ни у кого из исследователей не вызывало сомнений. Все они описывали многочисленные выраженные в рельефе скульптурные и аккумулятивные формы прежнего более значительного оледенения полуострова. Очень многие авторы высказывают представление о

множественности оледенений Камчатки, причем большинство отмечает две крузные эпохи наступания ледников. В качестве доказательства существования нескольких ледниковых эпох или фаз одного оледенения приводится факт положения конечноморенных образований на разных абсолютных или относительных гипсометрических отметках. К сожалению, в большинстве случаев рассматриваются конечноморенные комплексы разных районов, в разных долинах с разными областями питания, причем различия в местных орографических и климатических условиях не всегда учитываются. За редким исключением авторы не приводят данных о различии в сохранности и характере рельефа выделенных ими моренных комплексов, а также о положении, взаимоотношении и высотах связанных с ними флювиогляциальных террас в долинах рек. Иногда приводятся факты различия петрографического состава обломков пород в ледниковых отложениях, являющихся основанием для установления разновозрастности последних. Однако такие факты не сопровождаются детальным анализом положения областей питания, хотя естественно, что в случае различных областей питания и разновозрастные морены могут иметь разный состав обломочного материала. Выделение нескольких ледниковых эпох только на основании существования вложенных каров и трогов, или их различной сохранности в разных массивах ненадежно, если не сопровождается анализом связанных с ними аккумулятивных форм. Из всего изложенного следует, что выделение двух этапов наступания ледников наиболее обосновано у тех исследователей, которые учитывали комплекс признаков при анализе ледниковых форм их гипсометрическое положение, взаимоотношения, сохранность и пр. (Щербаков, 1938, 1940, 1941; Пийп, 1947; Власов, Чемяков, 1949, 1950 и др.) Безусловный интерес представляют разрезы, описанные А. Н. Юдиным и Ю. М. Ястремским, в которых отмечается несколько горизонтов морен.

2. Вопрос о принадлежности разновозрастных ледниковых образований к самостоятельным ледниковым эпохам чаще всего оставался нерешенным. В большинстве случаев авторы выделяют только самые молодые, прекрасно выраженные ледниковые формы, причем отнесение части их к более древней, среднечетвертичной, ледниковой эпохе обычно не обосновывалось даже чисто геоморфологическим анализом. Выделение межледниковых отложений проводится совершенно условно, четких геологических и геоморфологических доказательств их положения между выделенными ледниковыми комплексами не дается. Так, с одинаковым успехом морские террасы, относимые к межледниковьям, можно считать к ледниковыми и послеледниковыми. Определению генезиса и возраста морских отложений сильно мешает почти полное отсутствие в них фауны. Никто из предыдущих исследователей не приводит фактов нахождения межледниковых отложений с теплолюбивой флорой, в то время как в сопредельных районах Дальнего Востока, Северо-Востока и Сибири последнее межледниковье характеризовалось климатом теплее

современного. Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков объясняли холодолюбивый характер флоры из относимых ими к межледниковым отложений изолированностью Камчатки от материка в то время. Однако этот вопрос оставался спорным и требовал дальнейшего выяснения.

3. Большинство исследователей придерживалось мнения о горно-долинном характере оледенения Камчатки. Для предположения о развитии покровного оледенения нет достаточных оснований. Существование ледниковых покровов у подножия Срединного хребта, в Центральной Камчатской депрессии и на восточном побережье вовсе не свидетельствует о покровном характере оледенения в горных массивах, служивших областями питания.

4. Основными центрами оледенения являлись горные сооружения полуострова. Большинство исследователей считало, что в Центральной Камчатской депрессии ледники первого оледенения оканчивались по периферии депрессии, а во время второго не выходили за пределы гор. На восточном побережье в ряде районов (полуострова Шипунский, Кроноцкий, Камчатского Мыса, Олюторский район и др.) ледники даже во время последнего оледенения спускались в океан. В остальных районах восточного побережья они оканчивались у подножия горных хребтов. Вопрос о количестве оледенений, возрасте ледниковых комплексов трактовался здесь разными исследователями по-разному, сведения о взаимоотношениях с ними морских террас до сих пор очень разноречивы.

Вопрос о развитии оледенений на западной Камчатке и о генезисе ее рельефа наиболее запутанный. Большинство исследователей считает, что даже в эпоху максимального наступания ледников они не покрывали низменность и оканчивались близ подножия Срединного хребта. Лишь некоторые авторы предполагали, что ледники максимального оледенения доходили до моря.

Одновременно с нашими исследованиями новый этап в изучении четвертичной геологии и оледенений Камчатки был начат работами Геологического Института АН СССР (Гептнер и др., 1965, 1966; Куприна, 1966) и Московского Государственного Университета (Малаева, 1965; Малаева и др., 1963). Был получен совершенно новый и ценный материал по четвертичной стратиграфии и палеогеографии полуострова, базирующийся на широком применении спорово-пыльцевых и диатомовых анализов.

А. Р. Гептнер (Гептнер и др., 1965.) отмечает в бассейне р. Тигиль следы двух самостоятельных оледенений. К первому, среднечетвертичному, оледенению он относит ледниковые отложения в районе устья Листваговой. Со вторым, позднеплейстоценовым, оледенением А. Р. Гептнер связывает конечноморенные гряды с прекрасно выраженным холмистокотловинным рельефом, расположенные в бассейне р. Тигиль в предгорной части Срединного хребта. С отложениями этих морен увязывается I терраса р. Тигиль высотой 10 м. Ледниковые комплексы разделены отложениями II террасы р. Тигиль (25—30 м). Результаты спорово-

пыльцевого и диатомового анализов, а также литологические исследования показывают, что формирование средней части отложений этой террасы происходило в более теплых условиях, чем современные, и при относительно более высоком стоянии уровня моря. А. Р. Гептнер относит их к последнему межледниковью и датирует первой половиной позднего плейстоцена.

Очень интересные данные о климатических колебаниях в четвертичном периоде были получены Е. М. Малаевой (1965) при изучении четвертичных отложений северной Камчатки. На основании результатов спорово-пыльцевого анализа ею были выделены две теплые межледниковые эпохи, относимые к началу среднего и позднего плейстоцена.

Новые сведения о четвертичных, оледенениях Камчатки были получены сотрудниками других отрядов Института вулканологии при изучении вопросов неотектоники и вулканизма. Н. Н. Кожемяка (1966), проводивший исследования в северной части Срединного хребта, выделил два разновозрастных комплекса ледниковых образований, относимые им к двум фазам позднечетвертичного оледенения. Морены этих ледниковых комплексов имеют разную сохранность и разную мощность почвенного и илисто-глинистого горизонтов в верхней части разреза. С. И. Федоренко (1965) описал высокую (200—300 м) морскую террасу на побережье Камчатского залива южнее пос. Усть-Камчатск. В отложениях цоколя этой террасы им были выделены толщи синих глин и серых конгломератов, относимые к ледниковым отложениям, более древним, чем верхнечетвертичные. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен дальше.

В. Н. Олюниным (1965) опубликована статья, где излагаются представления о характере, масштабах и особенностях древнего оледенения Камчатки. Там же опубликована схема позднеплейстоценового оледенения полуострова.

Современное оледенение Камчатки изучали П. А. Иваньков (1958), В. Н. Виноградов (1965а, б), В. Н. Олюнин (1966) и др. В. Н. Олюнин, помимо детальной характеристики распространения, типов и размеров, современных ледников, указал на наличие морен «исторического оледенения». Это оледенение было представлено на крупнейших вулканах дол и иным и ледниками, оставившими совсем свежие морены в непосредственной близости от современных ледников, а также каровыми и карово-долинными ледниками в пределах высокогорных хребтов.

РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ И СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В данном разделе рассмотрим вопрос о наиболее древних оледенениях Камчатки. Имеющиеся в настоящее время более или менее достоверные сведения об этих оледенениях чрезвычайно скудны. Следы их в рельефные выражены. В разрезах пока описаны лишь морены среднеплейстоценового оледенения, отложения раннеплейстоценового оледенения не установлены до сих пор и в погребенном состоянии. Все это весьма затрудняет определение характерных особенностей обоих оледенений. Поэтому выводы настоящего раздела, посвященные проблеме средне- и раннеплейстоценовых оледенений, являются в достаточной мере предварительными и требуют дальнейшего уточнения и подтверждения новым фактическим материалом.

РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Спорово-пыльцевой и диатомовый анализы отложений Центральной Камчатской депрессии показали, что в течение четвертичного периода на Камчатке происходили весьма существенные колебания климата, заключавшиеся в периодическом чередовании теплых и холодных эпох (см. раздел «Климатические колебания»). Хорошо выделяются три крупные эпохи похолодания соответственно в раннем, среднем и позднем плейстоцене, причем последняя холодная эпоха имеет два максимума похолоданий. Однако из этих трех крупных эпох похолоданий только две последние сопровождалась развитием оледенений. Ледниковых отложений, синхронных первой, раннеплейстоценовой, холодной эпохе в разрезе депрессии нет. Однако спорово-пыльцевые спектры, полученные из отложений этого возраста (верхняя часть толщи «синих глин» и нижняя часть толщи «косослоистых песков»), овидетельствуют о достаточно сильном похолодании, сопоставимом с условиями более поздних ледниковых эпох. Отсутствие значительного Оледенения в раннечетвертичное время было связано, видимо, с геоморфологическими причинами. Если рассматривать «синие лины» и «косослоистые пески» как коррелятные отложения, накапливающиеся за счет сноса с окаймляющих депрессию горных сооружений, то можно с уверенностью считать, что последние были невысоки и весьма слабо расчленены. Отсутствие высоких горных хребтов, выдававшихся за пределы снеговой линии, и явилось, видимо, препятствием для развития раннеплейстоценового оледенения даже в условиях существенного похолодания.

Ледниковые и водноледниковые отложения раннеплейстоценового оледенения не были обнаружены нами и в других районах Камчатки.

В пределах южной Камчатки, Восточной вулканической зоны и северной части Срединного хребта в это время формировался

вулканический рельеф, представленный в настоящее время щитовыми, вулканами и серией «платоэффузивов». Не исключена возможность, что на крупнейших вулканических сооружениях возникали небольшие ледники, не выходявшие далеко за их пределы. Представления о локальном оледенении вершин вулканов в раннечетвертичное время были высказаны И. К. Волчанской (1965). С этим оледенением она связывает формирование вулкано-ледниковых отложений, выделяемых ею в разрезе алнейской серии (верхняя часть алнейской серии относится И. К. Волчанской к раннечетвертичному времени на основании данных спорово-пыльцевого анализа; здесь же фиксируется значительное похолодание климата). Вулкано-ледниковые отложения сопоставляются автором с формацией моберг Исландии, накапливавшейся в условиях подледных излияний. Однако выделение вулкано-ледниковых фаций представляется нам весьма условным. Во-первых, описываемые несортированные валунные туфобрекчии и лавобрекчии весьма сходны с лахаровыми и пирокластическими брекчиями, очень характерными для алнейского комплекса; во-вторых, такие тиллитоподобные породы отмечаются и в относимой к плиоцену и формировавшейся при мягких климатических условиях нижней части алнейского комплекса (Фаворская др., 1965); в-третьих, противоречивыми представляются данные, с одной стороны, о широком площадном распространении и значительной мощности вулкано-ледниковых отложений и, с другой стороны, представления о локальном оледенении только вершин вулканов. По нашему мнению, описанные И. К. Волчанской вулкано-ледниковые отложения алнейской серии все же в большинстве случаев одна из разновидностей лахаровых фаций, выделяемых здесь В. К. Ротманом (1960, 1963).

К раннеплейстоценовому оледенению В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1961) относили галечно-валунные моренные отложения под нижнеплейстоценовыми платоэффузивами в долине Уки. Однако сами авторы указывали на условность как генезиса, так и возраста этих осадков. Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков (1949, 1950), С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940) связывали с раннечетвертичным оледенением более древний из двух выделенных ими комплексов ледниковых отложений. Однако никаких обоснований их раннеплейстоценового возраста, за исключением общих соображений о, приуроченности первого оледенения к орогеническим движениям на границе третичного и четвертичного периодов, не приводилось. Таким образом, достоверные нижнеплейстоценовые ледниковые отложения на Камчатке не были установлены ни нами, ни другими исследователями.

Если обратиться к материалам о сопредельных с Камчаткой территориях, то обнаруживается, что отложения самого древнего, раннеплейстоценового, оледенения описаны только в отдельных районах, причем вопрос об их генезисе и возрасте часто спорный. Следы

раннеплейстоценового оледенения отмечаются для районов Приморья (киранское оледенение по Чемякову, 1959, 1961а, б), Чукотки (ледниково-морские отложения пинакульской свиты по Петрову, 1963, 1965), на Северо-Востоке СССР (тобычанское по Васьковскому, 1959, 1963а, б). Однако они не обнаружены в ряде соседних районов - на Сахалине (Соловьев, 1964), на Корякском нагорье (Дегтяренко, 1961а, б). Кроме того, многие исследователи возражают против правомерности выделения ледниковых осадков раничетвертичного (эоплейстоценового) возраста для Северо-Востока СССР (Шило, 1961; Баранова, Бискэ, 1964) и Чукотки (Баранова, Бискэ, 1964). Более того, некоторые авторы отрицают даже наличие в раннечетвертичное время существенного похолодания, считая, что все ледниковые (дорисские) флоры развивались унаследованно с постепенным выпадением термофильных элементов (Шило, 1961; Соловьев, 1964).

На Камчатке следов раннеплейстоценового оледенения нет, однако похолодание хорошо фиксируется в отложениях этого возраста в Центральной Камчатской депрессии. Это позволяет нам примкнуть к точке зрения тех исследователей, которые выделяют эпоху похолодания климата в раннем плейстоцене. Такие представления хорошо согласуются с результатами изучения дойных осадков Тихого океана (Романкевич и др., 1964). Однако похолодание могло вызвать развитие оледенения лишь в сочетании с благоприятными геоморфологическими условиями (в частности, достаточными высотами). Возможно, наличие или отсутствие следов этого оледенения в разных районах и объясняется благоприятным или неблагоприятным сочетанием климатических и орографических факторов. Последние в свою очередь определялись характером тектонических движений.

В противовес многим исследователям, приурочивающим орогенические движения на Камчатке к началу четвертичного периода, мы считаем, что в раннечетвертичное время тектонические условия были сравнительно спокойными (Брайцева, Мелекесцев, 1966 а). В областях проявления вулканизма происходили излияния платоэффузивов и формирование щитовых вулканов, а современные горные хребты в то время представляли сравнительно невысокие и слабо расчлененные горные массивы. Вследствие этого оледенение, если и возникало, то имело локальный характер и приурочивалось к вершинам наиболее высоких вулканических сооружений.

СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Начало воздымания основных горных сооружений Камчатки приходится на среднеплейстоценовое время, что хорошо фиксируется погрубением материала в верхней части толщи «косослоистых песков» в Центральной Камчатской депрессии. Именно в это время началось

воздымание современных хребтов Срединного, Валагинского, Южно-Быстринского, Кумроча, Тумрока и др. В вулканических районах южной Камчатки, Восточной вулканической зоне и северной части Срединного хребта образовавшиеся в раннечетвертичное время лавовые покровы были разбиты сбросами на отдельные блоки, испытавшие вертикальные перемещения различной амплитуды. Сравнительно отставшие в общем поднятии участки сохранились в виде вулканических плато, а наиболее прип-однятые превратились в обычные эрозионно-денудационные расчлененные горные массивы, в которых только слагающие породы говорят об их первичном вулканическом генезисе.

С этим воздыманием основных элементов мегарельефа Камчатки и совпало первое значительное оледенение полуострова. Отложения этого среднеплейстоценового оледенения фиксируются в разрезах Центральной Камчатской депрессии и на побережье Камчатского залива. В Центральной Камчатской депрессии они представлены несортированными валунными супесями с линзами водноледниковых галечников, песков и супесей, вскрывающихся в разрезах высоких террасовидных поверхностей на правобережье Камчатки. В течение значительного отрезка времени, разделяющего средне и позднеплейстоценовые оледенения, были сформированы высокие террасы Камчатки, в настоящее время погребенные толщей покровных супесей. Эти террасы хорошо фиксируются по горизонтам аллювиальных отложений, залегающих в разрезах высоких яров на разных высотах над урезом Камчатки. Спорово-пыльцевые спектры из отложений самой высокой 70-метровой террасы, несомненно, свидетельствуют о климате более теплом, чем современный, т.е. о принадлежности этих отложений к оптимуму последнего межледниковья.

Ледниковые отложения, относимые нами к среднеплейстоценовому оледенению, были обнаружены также на побережье Камчатского залива на участке от мыса Крюгера до Усть-Камчатска. Этот участок побережья был первоначально изучен С. И. Федоренко (1965). Здесь им была описана морская терраса с высотами 100—200 м у бровки и 350—400 м у тылового шва. Отложения, слагающие цоколь этой террасы, по С. И. Федоренко, представлены либо породами тюшевской серии (N^2_1), либо более молодыми отложениями, условно относимыми им к кавранской серии ($N_3^1-N_2$). Последние залегают в отдельных впадинах с крутыми бортами или в узких ложбинах, образованных в породах тюшевской серии. Среди залегающих горизонтально отложений цоколей террас С. И. Федоренко выделяет бурые конгломераты, являющиеся отложениями конусов выноса, залегающие на них «синие глины» и «серые конгломераты», которые он считает возможным относить к ледниковым и водноледниковым образованиям.

Летом 1964 г. нам удалось ознакомиться со строением того же участка побережья, который был описан С. И. Федоренко. В целом наши

данные согласуются с его выводами, однако в некоторых вопросах имеются существенные разногласия.

Ледниковый генезис «синих глин» представляется нам весьма спорным. Преобладание здесь сравнительно тонких хорошо слоистых разностей — суглинков, супесей, глин с прослоями песков и гравийников — приводит к выводу, что это скорее всего озерные, лагунные или прибрежно-морские отложения. Хорошим подтверждением этому является наша находка в них пелеципод в 2 км к северу от мыса Крюгера. Более грубообломочные прослои в толще «синих глин», приуроченные в основном к ее нижней части, состоят из дресвы или мелких неокатанных обломков, нацело представленных породами тюшевской серии. Эти прослои очень напоминают делювиальные и пролювиальные отложения в долинах современных ручьев, прорезающих тюшевские породы. Считать их ледниковыми, по нашему мнению, нет никаких оснований.

Серые конгломераты по своему облику действительно очень сходны с ледниковыми отложениями. Они залегают в верхней части разреза цоколей высоких террас, выполняя углубления, выработанные частично в породах тюшевской серии, частично в «синих глинах». Следовательно, от времени формирования последних их отделяет значительный перерыв, во время которого происходил размыв «синих глин» (рис. 40). В конгломератах преобладает средняя и крупная галька эффузивов, валунов содержится до 10%. Обломки в основном плохо окатаны, оглажены и обиты, заполнителем служит дресвянистая супесь или сильно, глинистый песок. Часто отложения неслоисты и несортированы и напоминают моренные разности. Однако иногда отмечается устойчивая укладка обломочного материала или неясная слоистость, приближающая эти разности к флювиогляциальным отложениям.

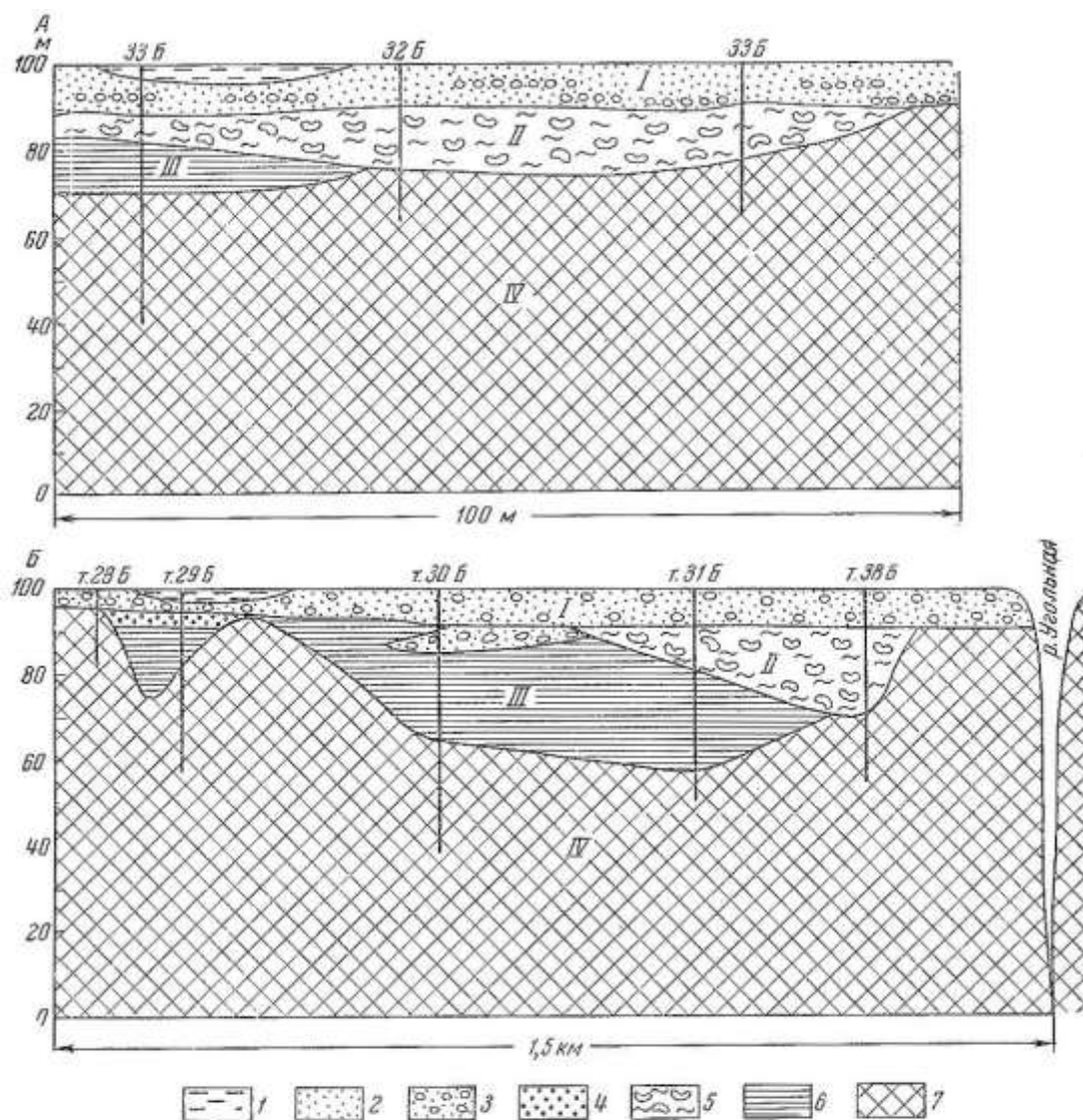


Рис. 40. Строение абразионного уступа IV морской террасы на побережье Камчатского залива в районе ручья Водопадного (А) и устья р. Угольной (Б)

I — супеси и суглинки; 2 — пески; 3 — галечники; 4 — гравий; 5 — супесь с галькой и щебнем морена, 6 — «синие глины» — суглинки и супеси с прослоями песка, гравия и дресвы; 7 — породы тышевской серии

I — морские отложения IV террасы (Q_4^1); II — ледниковые и водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2), III — толща «синих глин», выходящих в цоколе высоких террас (N_2-Q_1); IV — породы тышевской серии (N_1^{1-2})

Описываемые ледниковые и водноледниковые толщи связаны с более древним оледенением, чем позднеплейстоценовое, так как отложения последнего перекрывают осадки высоких морских террас (Брайцева, и др. 1966), а рассматриваемые нами вскрываются в их цоколях (рис. 41). По-видимому, эти отложения следует сопоставлять с мореной, вскрывающейся в разрезах Центральной Камчатской депрессии, и связывать со среднеплейстоценовым оледенением. Подстилающие их горизонтальные отложения «синих глин» очень сходны с суглинистыми осадками, описанными в цоколях тех же высоких террас района, р. Сторож и побережья бухты Ольги. Там возраст последних, по данным диатомового анализа, определялся Е. Г. Лупикиной не древнее раннечетвертичного (Брайцева и др., 1966). На основании сходства

диатомовых комплексов наметилась также возможность сопоставлять отложения цоколей высоких террас с осадками «синих глин» депрессии. Однако такие сопоставления отложений разных участков побережья Камчатского залива и их корреляция с Камчатской депрессией остаются в значительной мере предположительными, так как данных спорово-пыльцевого анализа пока нет, а данные диатомового анализа имеются в небольшом количестве. Не исключено, что отложения, вскрывающиеся в цоколях высоких террас восточного побережья, могут оказаться и более древними. Вопрос о возрасте морских террас будет рассмотрен ниже.

В других изученных районах отложения среднеплейстоценового оледенения не были обнаружены. Это связано, по-видимому, с тем, что в большинстве случаев они оказались размывтыми при формировании более молодых осадков или погребены ими. С этим оледенением, возможно, следует связывать единичные валуны и гальку, обнаруженные нами, и а выровненных поверхностях междуречья р. Плотникова и р. Ключевка (район с. Начики), которые ледниками более молодого оледенения заведомо не покрывались.

О характере и размерах среднеплейстоценового оледенения судить трудно, так как в рельефе следы его практически не выражены. Однако считать его покровным у нас нет никаких оснований.

Отложения среднеплейстоценового оледенения выделены также А. Р. Гептнером (Гептнер и др., 1965) на севере Западнокамчатской низменности в бассейне р. Тигиль. Моренные образования с пологохолмистым рельефом описаны им в районе устья Листваговой. От более молодых конечноморенных комплексов предгорий Срединного хребта они отделены II террасой р. Тигиль (высота 2530 м), формирование средней части отложений которой происходило в более теплых условиях, чем современные. Однако мы не согласны с отнесением наблюдаемой в бассейне р. Тигиль морены к среднеплейстоценовому оледенению, поскольку связанный с нею флювиогляциальный уровень моложе отложений 2530-метровой террасы, образовавшейся, по данным А. Р. Гептнера, во время последнего межледниковья. По нашему мнению, описанные близ устья р. Листваговой ледниковые отложения участвуют в строении конечноморенного комплекса I фазы позднеплейстоценового оледенения, на что указывал также Н. Н. Кожемяка (1966).

По нашему мнению, Б. И. Пийп (1956), Г. М. Власов (1959а, б), В.П. Мокроусов, Н. Д. Садовский (1961, 1964), Л. И. Лапшин (1963), и др., относили к среднеплейстоценовому оледенению более молодые отложения позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Во всяком случае, упомянутые авторы либо вообще не приводили данных о наличии разделяющих ледниковые комплексы межледниковых отложений, либо стратиграфическое положение последних недостаточно обосновывалось. Ни один из них не приводил результатов палинологического анализа из этих отложений, свидетельствующих о более теплых, чем современные или близких к современным, климатических условиях. Правда,

большинство, исследователей, вслед за Г. М. Власовым и Ю. Ф. Чемяковым (194-9) объясняет отсутствие сравнительно теплолюбивой растительности в межледниковье изолированностью Камчатки в это время в связи с развитием трансгрессии. Однако новые данные (Куприна, Скиба, 1964; Гептнер, и др., 1965; Малаева, 1965; Брайцева, Мелекесцев, 1966б) опровергают это представление и показывают широкое распространение в межледниковые эпохи темнохвойных лесов из ели и отчасти пихты как в Центральной Камчатской депрессии, так и на западном и восточном побережьях Камчатки.

Особый интерес обычно представляют сведения о нахождении нескольких горизонтов морен в разрезах. Такие два горизонта морен, отнесенные к двум самостоятельным оледенениям, были описаны А. Н. Юдиным на п-ве Камчатского Мыса. Подробно на этих данных мы останавливались при рассмотрении истории вопроса. Результаты спорово-пыльцевого анализа, на которые опирается А. Н. Юдин, не дают, на наш взгляд, возможности выделять здесь два самостоятельных оледенения. Два горизонта морен соответствуют, видимо, двум фазам или стадиям последнего оледенения.

В сопредельных с Камчаткой территориях следы среднеплейстоценового оледенения выделяются более определенно, чем раннеплейстоценового. Причем одни исследователи относят к среднеплейстоценовому оледенению лишь ледниковые отложения в разрезах и эрратические валуны; другие же еще и выраженные в рельефе, но плохо сохранившиеся морены. В большинстве районов отложения среднеплейстоценового оледенения установлены достаточно определенно: алданское оледенение в Приморье, по Ю. Ф. Чемякову (1961б), ледниково-морские отложения крестовской свиты и нижняя морена Чукотского полуострова, по О. М. Петрову (1963, 1965), эльгинское оледенение на Северо-Востоке СССР, оледенение иллинойс в Америке, эклутна и номривер на Аляске. Лишь на Корякском нагорье достоверные следы среднеплейстоценового оледенения не отмечены (Дегтяренко, 1961 а, б), хотя Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964) считают возможным все же относить к нему эрратические валуны на водоразделах с отметками 400-700 м. Существенные разногласия имеются по вопросам среднеплейстоценового оледенения Северо-Востока СССР. Одни исследователи относят к этому оледенению как эрратические валуны на водораздельных поверхностях в бассейнах рек Эльги, Тобычаи, Колымы и др. (Васьковский, 1959, 1963а, б), так и моренный рельеф, сохранившийся во многих районах (Шило, 1961; Кашменская, Хворостова, 1964; Баранова, Бискэ, 1964 и до.). Подобная точка зрения вызывает возражения И. П. Карташова (1966), который считает все выраженные в рельефе следы оледенений позднеплейстоценовыми. Следы более древних оледенений следует, по его мнению, искать во впадинах, подтверждением чему служат палинологические исследования А. В. Ложкина (1963),

выделившего два горизонта перигляциальной флоры в разрезе доевней долины ручья Промежуточного.

Несмотря на имеющиеся разногласия, в большинстве случаев выделение отложений среднеплейстоценового оледенения на Дальнем Востоке производится все же достаточно надежно с применением климатических и стратиграфических данных. Отложения этого оледенения отделяются от более молодых, верхнеплейстоценовых ледниковых образований отложениями, возникшими в климатических условиях несколько теплее современных, отличавшихся от климатических условий более поздних межледниковий (межстадиалов), близких к современным. Аналогичная картина наблюдается и на Камчатке.

Особо следует остановиться на материалах об Аляске. Здесь следы оледенения, сопоставляемого с иллинойсом Северной Америки, выделяются в заливе Кука Т. Карлстромом (1965; Karlstrom, 1961, оледенение эклутна). На п-ове Сьюард Д. Гопкиисом (1965; Hopkins, a. ot., 1965) нагоги иллинойса выделены под названием оледенения ном-ривер. Это оледенение отделяется от более молодого, позднеплейстоценового, тепловодной пелукской трансгрессией, возраст которой определен уран-ториевым методом как $100\ 000 \pm 8\ 000$ лет и уран-радиевым как $78000 \pm \pm 5000$ лет. Однако следует отметить, что сопоставление ледниковых, эпох в пределах Аляски вызывает затруднение у самих американских, исследователей. Так, на карте оледенения Аляски (м-б 1:2 500 000), составленной в 1962 г. коллективом авторов (H. W. Coulter, D. M. Hopkins, T. N. V. Karlstrom, T. L. Pewe, Clyde Wahrhaftig, I. R. Williams), выделены шесть комплексов ледниковых образований на основании различной сохранности ледникового рельефа.

При датировке этих комплексов для разных районов намечаются существенные расхождения. Так, морены комплекса Q^3_g (четкие морены, в которых холмисто-котловинный рельеф сильно переработан, западины заполнены торфом или озерными осадками, моренные гряды расчленены оврагами, но в целом ледниково-эрозионный рельеф хорошо, сохранился) датируются в заливе Кука средним плейстоценом (эклутна), а на п-ове Сьюард поздним плейстоценом (салмон-лейк). Образования более древнего комплекса Q^2_g (слабо выраженные, но распознаваемые морены с переработанными деталями ледникового рельефа и довольно развитым стоком) датируются ранним плейстоценом в заливе Кука (карибу-хиллс) и средним на п-ове Сьюард (ном-ривер). Таким образом, одни и те же моренные комплексы оказываются на п-ове Сьюард на порядок моложе.

Сравнение геоморфологических особенностей выделяемых разновозрастных ледниковых комплексов на Аляске и в пределах Советского Дальнего Востока и Северо-Востока показывает, что американские исследователи, по-видимому, сильно занижают возраст выраженных в рельефе морен района залива Кука. Там морфологически выраженные моренные гряды прослеживаются вплоть до раннего плейстоцена. В пределах Дальнего Востока достаточно хорошо сохранившиеся моренные образования в большинстве случаев относятся к позднему плейстоцену; со средним плейстоценом чаще всего связаны эрратические валуны, моренные отложения на высоких поверхностях и в разрезах впадин. Определенные сомнения вызывает и отнесение моренных гряд залива Кука к самостоятельным оледенениям, ибо межледниковые отложения (за исключением воронцовских слоев) в этом районе не описаны. В связи с этим нам кажется более правильной трактовка возраста оледенений для п-ова Сьюард, где они разделены морскими отложениями с фауной. Здесь даже весьма переработанные морены датируются как позднеплейстоценовые (салмон-лейк). Та же тенденция необоснованного увеличения возраста морен видна и на примере хребта Брукса, где

отложения оледенения аллапах, показанные на карте, отнесены к позднему плейстоцену, а иткилик — к среднему. Однако данные абсолютного возраста (по C^{14}) показывают для них соответственно 2750 ± 70 и $13\ 270 \pm 160$ лет (Зубаков, 1965).

Сопоставления средиплейстоценового оледенения Камчатки с оледенениями сопредельных территорий приведены в табл. 9. Среднеплейстоценовое оледенение Камчатки мы предлагаем называть камчатским, так как достоверные следы его были обнаружены в долине Камчатки.

Отложения средиплейстоценового межледникового разделяющего эпохи похолодания в ранне- и соединчетвертичное время, установлены в Центральной Камчатской депрессии (толща «косослоистых» песков) и на северной Камчатке (нижняя часть терригенно-осадочной толщи по Малаевой, 1965). В это время на Камчатке были широко распространены темнохвойные еловые и елово-лиственничные леса с участием пихты и сосны.

Таблица 6

Схема сопоставления плейстоценовых оледенений Камчатки и сопредельных областей

Камчатка (Брайцева, Меленский, Слютин)		Дальний Восток (Чеманов, 1961)		Северо-Восток СССР (Васковский, 1963)		Яно-Колымский золотопосный Пояс (Шале, 1961)	
Полуссеров в долине		Центральная Камчатская депрессия		Дальний Восток (Чеманов, 1961)		Северо-Восток СССР (Васковский, 1963)	
Поздний плейстоцен	II фаза последнего накинского оледенения	Морены и флювиогляциальные отложения II фазы последнего оледенения	Верхний плейстоцен	Селитганское горно-долинное оледенение		Неоплейстоцен	
	I фаза последнего накинского оледенения	Морены и флювиогляциальные отложения I фазы последнего оледенения		Мункашское горно-долинное оледенение		Бохапчинское оледенение	
	Межледниковые отложения	Межледниковые аллювиальные отложения высоких погрёбенных террас р. Камчатки		Межледниковые отложения		Межледниковые — отложения с учуро-киренской флорой	
Средний плейстоцен	Камчатское оледенение	Ледниковые отложения («мореноподобная» толща)	Средний плейстоцен	Алданское оледенение		Мезоплейстоцен	
	Доледниковые отложения	Толща аллювиальных «хоссослонистых песков»		Межледниковые отложения		Эльгинское оледенение	
Ранний плейстоцен	Доледниковые отложения	Толща озерных «слих глин»	Нижний плейстоцен	Киранское оледенение		Тобычанское оледенение	
		Толща озерных «слих глин»		Доледниковые отложения		Доледниковые отложения с няпоно-киренской флорой	
						Эоплейстоцен	

Плюцен

Таблица 9 (окончание)

Верхний плейстоцен	Чукотский полуостров (Петров, 1963)	Совокупная часть Тихого океана (доющие осадки Родальевич и др., 1964)		Средняя часть Северной Америки (Flint, Brandner, 1961; Dreimann, 1966)	Аляска (Karlstrom, 1961; Карлстром 1965; Гоманис и др., 1966)
		горизонт	абсолютный возраст		
Верхний плейстоцен	Ледниковые отложения и ска- теньских слоев	II-1	12 000—26 000	Тавня	9000
				Скилак	11 000
				Кэри	14 500
Верхний плейстоцен	Межледниковые (межстадиаль- ные) отложения амгуэмских слоев	II-2	26 000—46 000	Мусхори	15500
				До мусхори	19000
				Мусхори	19000
Средний плейстоцен	Ледниковые (верхняя морена) ванкаремские слои	II-3	48 000—75 000	Отложения воронцовской трансгрес- сии	33 000—48 000
				Отложения воронцовской трансгрес- сии	33 000—48 000
				Отложения воронцовской трансгрес- сии	33 000—48 000
Средний плейстоцен	Межледниковые валькатлен- ские и колергинские слои	III	75 000—150 000	Оледенение квий, салмон-лейк	39 000
				Оледенение квий, салмон-лейк	39 000
				Оледенение квий, салмон-лейк	39 000
Средний плейстоцен	Ледниково-морские отложения крестовской сенты	IV	150 000—220 000	Отложения трансгрессии пелукнен	78 000—100 000
				Отложения трансгрессии пелукнен	78 000—100 000
				Отложения трансгрессии пелукнен	78 000—100 000
Нижний плейстоцен	Ледниково-морские отложения пинакульской сенты	V	220 000—315 000	Оледенение элутна и ном-ривер	170 000—175 000
				Оледенение элутна и ном-ривер	170 000—175 000
				Оледенение элутна и ном-ривер	170 000—175 000
Нижний плейстоцен	Ледниково-морские отложения пинакульской сенты	VI	315 000—610 000	Оледенение карибу-хиллс, морские слои у Эйнахухто Блаффс	170 000—175 000
				Оледенение карибу-хиллс, морские слои у Эйнахухто Блаффс	170 000—175 000
				Оледенение карибу-хиллс, морские слои у Эйнахухто Блаффс	170 000—175 000
Нижний плейстоцен	Ледниково-морские отложения пинакульской сенты	VII	610 000—670 000	Оледенение аляскайской трансгрессии	
				Оледенение аляскайской трансгрессии	
				Оледенение аляскайской трансгрессии	
Нижний плейстоцен	Ледниково-морские отложения пинакульской сенты	VIII	670 000—700 000	Оледенение айронкрин и маунсу- ситты	
				Оледенение айронкрин и маунсу- ситты	
				Оледенение айронкрин и маунсу- ситты	

* Везде максимум оледенений.

** Округленные данные крайних значений возраста округленных образцов.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

В отличие от более древних оледенений, следы позднеплейстоценового распространены на Камчатке практически повсеместно. Как скульптурные, так и аккумулятивные формы этого возраста выражены в рельефе, хорошо устанавливаются при полевых исследованиях и распознаются при дешифрировании аэрофотоснимков. Особенно это относится к формам II, более молодой, фазы оледенения.

Формы же I фазы позднеплейстоценового оледенения обычно сильно размыты и значительно хуже видны. Границы распределения ледников I фазы частично выделены нами на основании камеральных работ и нуждаются в подтверждении полевыми исследованиями.

Благодаря хорошей сохранности следов оледенения удалось сравнительно просто определить характерные особенности ледников II фазы и созданных ими форм рельефа в тех или иных районах Камчатки, установить тип оледенения. Подобная сохранность дает возможность оценить рельефообразующую роль позднечетвертичного оледенения в пределах различных частей полуострова, а также рассмотреть соотношение ледниковых и неледниковых форм рельефа.

ЗАПАДНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА

Распространение ледниковых образований в пределах западной и центральной Камчатки мы рассмотрим на примере бассейнов рек Авачи, Плотникова и Западнокамчатской низменности. Остановившись на изучении ледниковых образований Центральной Камчатской депрессии нет необходимости, так как все материалы этого района были изложены в первой части настоящей работы,

Бассейн р. Плотникова

Бассейн р. Плотникова для изучения следов позднеплейстоценового оледенения своего рода эталонный район в связи с тем, что в его пределах наиболее хорошо выделяются два четко выраженных в рельефе комплекса ледниковых образований, которые мы связываем с двумя этапами (фазами) наступания ледников в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху. Выделение этих комплексов производится нами на основании изучения аккумулятивных форм рельефа, так как почти все выраженные в рельефе скульптурные формы, как будет показано ниже, относятся к молодому ледниковому комплексу II фазы. Более древние скульптурные формы I фазы в большинстве случаев не сохраняются, ибо они в значительной степени обновлены во время образования скульптурных форм молодого комплекса и замещены ими.

Ледниковые образования бассейна верхнего течения р. Плотникова (район с. Натаки) уже были подробно описаны О. А. Брайдовой (1965).

Однако полученные нами новые материалы о районе среднего течения р. Плотникова (Апачинская впадина) и районе устья Большой (пос. Усть-Большерецк, Приморский) дают возможность рассмотреть позднее плейстоценовое оледенение бассейна р. Плотникова в целом, а также некоторые вопросы генезиса рельефа Западнокамчатской низменности.

Аккумулятивные ледниковые формы рельефа и отложения широко распространены в бассейне р. Плотникова главным образом в пределах относительно опущенных участков описываемой территории — котловине Начикинского озера и двух впадинах, расположенных в верхнем и нижнем течении реки. Одна из этих впадин, которую мы в дальнейшем будем называть Сокочской, имеющая ширину около 5 км, тянется вдоль долины р. Сокоч и продолжается на левобережье р. Плотникова между устьями ее левых притоков Охманка и Уздача. Вторая впадина, которую мы будем называть Апачинской, располагается между отрогами хребтов Срединного, Халзаиа, Балаганчика и массивом горы Ипельки в нижнем течении рек Банной и Карымчина. На западе она смыкается с равниной западного побережья Камчатки. В Сокочской и Апачинской впадинах широко развит холмистый эрозионно-денудационный рельеф и участками — приподнятые террасовидные равнины. В их пределах и сохранились от последующего размыва ледниковые и водноледниковые отложения, которые нами детально изучались.

В пределах каждого из перечисленных участков можно выделить два разновозрастных ледниковых комплекса, связанных с I и II фазами позднеплейстоценового оледенения. Основными критериями для разделения этих комплексов являются разная сохранность аккумулятивных ледниковых форм рельефа, их взаимоотношения и положение на разных гипсометрических уровнях (рис. 4.2).

Четко выраженные в рельефе конечиоморенные гряды II фазы (Q_3^4) располагаются против устьев троговых долин крупных притоков р. Плотникова—Банной, Карымчина (рис. 43, 44) и подножия Гаиальского и Южно-Быстринского хребтов. Эти конечноморенные комплексы имеют хорошо выраженный холмисто-котловинный рельеф, четкие границы, прекрасную общую сохранность и почти не затронуты последующим размывом. Котловины имеют самые различные размеры и форму (вытянутые, округлые, овальные и др.), в них обычно отмечаются плоские днища, иногда заболоченные или занятые озерами. Местами на фоне более крупных всхолмлений или в котловинах больших размеров наблюдается холмисто-котловинный рельеф второго порядка. Холмы и котловины расположены большей частью беспорядочно, однако в некоторых конечноморенных комплексах (в долине правой притока р. Плотникова, р. Сокоч, у подножия Южно-Быстринского хребта) очень четко выделяются многочисленные осцилляционные валы и мелкие гряды длиной от десятков до сотен метров. В случае образования конечноморенного

комплекса несколькими слившимися ледниками ориентировка таких валов и гряд дает возможность четко ограничить моренные отложения каждого из ледников и восстановить их очертания. Иногда в пределах конечно моренных комплексов отмечаются крупные моренные гряды, соответствующие стадиям отступления ледника (четыре гряды в долине р. Левый Сокоч и три гряды в долине р. Правый Сокоч). Между грядами располагаются участки озерных и флювиогляциальных равнин, формирование которых было связано с подпруживанием талых ледниковых вод конечноморенной грядой предыдущего положения ледника.

В пределах каждого из указанных конечноморенных комплексов отложения оказались идентичными и представлены серовато-коричневой или коричневатой-серой супесью со значительной примесью песка и дресвы. Крупнообломочный щебнисто-глыбовый материал составляет от 10 до 60% от общего объема породы. Преобладают оглаженный и обитый щебень и глыбы (максимальный размер до 0,5—0,7 м), плохоокатанная галька и валуны. Значительно реже встречаются как совсем остроугольные обломки, так и среднеокатанная галька. Обломки представлены в основном адезитом-базальтами, реже туфопесчаниками и сланцами.

От внешнего края рассматриваемых конечноморенных комплексов в долинах притоков р. Плотникова — реках Сокоч, Ипукик, Уздач, а также в долинах р. Шикова, Карымчина, Банная и других — начинаются флювиогляциальные равнины, которые выступают в роли надпойменных террас этих рек.

В долинах рек Сокоч, Ипукик, Уздач и притока Авачи — р. Корякской флювиогляциальные равнины служат вторыми надпойменными террасами и хорошо сопоставляются между собой по высоте над урезом прорезающих их рек (9-11 м в долине р. Сокоч, 7,5-9 м в долине р. Ипукик, около 10-12 м в долине р. Уздач). Следует отметить, что флювиогляциальные равнины, начинающиеся от конечноморенных комплексов рек Ипукик и Уздач, в пределах Сокочской впадины подрезаются рекой Плотникова. В этом случае они тоже выступают в роли ее второго надпойменного уровня, однако здесь его высоты могут изменяться в значительных пределах (от 4 до 13 м) в зависимости от места подрезания рекой этих пологонаклонных флювиогляциальных равнин притоков.

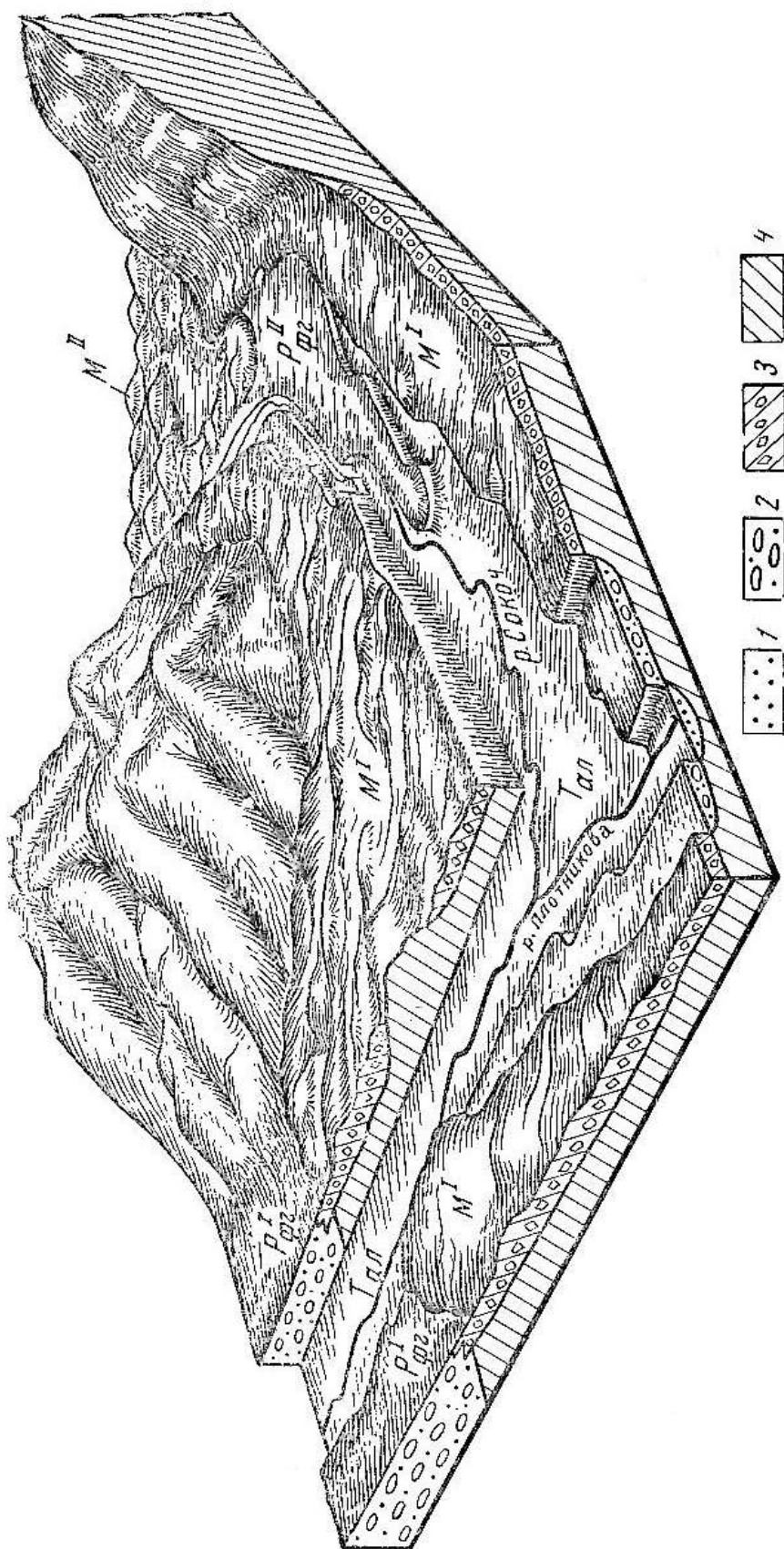


Рис. 42. Схема соотношения ледниковых образований в Сокочской впадине

I — аллювиальные отложения; 2 — флювиогляциальные отложения; 3 — морена; 4 — коренные породы
 M I — морена I фазы позднеплейстоценового оледенения; M II — морена II фазы позднеплейстоценового оледенения,
 P I — флювиогляциальные равнины I фазы; P II — флювиогляциальные равнины II фазы; T ал — последние ледниковые
 аллювиальные террасы



Рис. 43. Схема соотношения ледниковых комплексов I и II фаз позднеплейстоценового оледенения в Сокочинской впадине.

Следы ледниковой деятельности II фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^4):

1 — следы экзарации подвижных горно-долинных ледников; 2 — следы нивации малоподвижных ледников и снежников в горах; 3 — моренные холмы и гряды; 4 — флювиогляциальные равнины; 5 — днища спущенных ледниковых озер.

Следы ледниковой деятельности I фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^3):

6 — следы ледниковой экзарации в горах; 7 — моренные холмы и гряды; 8 — флювиогляциальные равнины. Прочие обозначения: 9 — моренные валы; 10 — послеледниковые аллювиальные равнины; 11 — горы; 12 — острые водораздельные гребни, образовавшиеся от пересечения стенок каров; 13 — уступы террас и террасовидных поверхностей

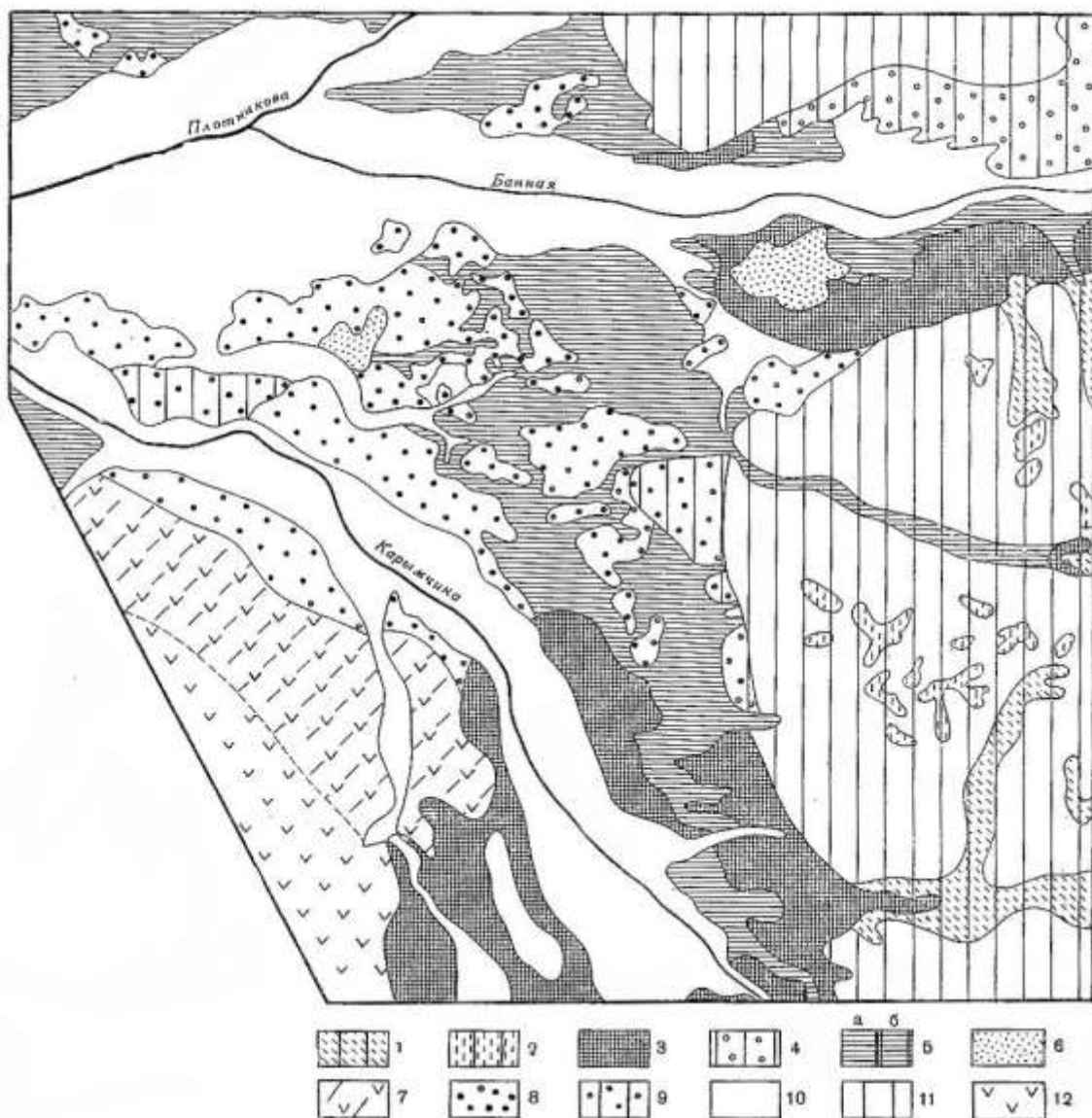


Рис. 44. Схема следов ледниковой деятельности в пределах Апачинской впадины.

Следы ледниковой деятельности II фазы
позднеплейстоценового оледенения (Q_3^4):

1 — следы ледниковой экзарации подвижных горно-долинных ледников; 2 — следы нивации мало-подвижных ледников и снежников на холмах и горах; 3 — моренные холмы и гряды на равнине; 4 — морена на коренных холмах и грядях; 5 — флювиогляциальные равнины в пределах депрессии (а), флювиогляциальные равнины среди холмов и горах (б); 6 — днища спущенных ледниковых озер

Следы ледниковой деятельности I фазы
позднеплейстоценового оледенения (Q_3^2):

7 — следы ледниковой экзарации на вулканическом массиве Ипелька; 8 — моренные холмы и гряды на равнине; 9 — морена на коренных холмах и грядях. Прочие обозначения: 10 — последние ледниковые аллювиальные равнины; 11 — холмы и горы; 12 — вулканический массив г. Ипелька

В долинах рек Банной и Карымчины флювиогляциальные равнины, связанные с описанными конечноморенными комплексами, являются III надпойменными террасами высотой 15—18 м (см. рис. 44). Все флювиогляциальные террасы сложены очень сходными валунно-галечными толщами, обладающими типичными признаками флювиогляциальных отложений. Это валунно-галечно-песчаные отложения с заполнителем из крупно- и грубозернистого гравелистого пылеватого песка. Преобладают крупная галька и валуны средней и плохой, реже хорошей, окатанности, некоторые из них облекаются «глинистой рубашкой». Толща в целом имеет неясно выраженную горизонтальную слоистость, которая обусловлена чередованием прослоев, отличающихся количеством и размерами грубообломочного материала. Местами отмечаются линзы и прослои крупнозернистого песка и гравия с косо́й слоистостью.

Все рассмотренные конечноморенные комплексы II фазы и начинающиеся от них флювиогляциальные террасы хорошо сопоставляются между собой на основании прекрасной их сохранности, положения против устьев троговых долин, четкости границ, хорошо выраженного холмистокотловинного рельефа.

В пределах тех же Соко́чской и Ала́чинской впадин у западного подножия Южно-Быстринского хребта (долины рек Тахколоч, Поперечная) и в районе Начикинского озера за границами четко замыкающихся конечноморенных комплексов II фазы оледенения, ниже по течению в долинах тех же рек распространены моренные отложения, отличающиеся значительно худшей сохранностью и нечеткими границами. Мы относим их к I фазе позднеплейстоценового оледенения. Моренные образования этого комплекса выделяются на аэрофотоснимках достаточно условно и нуждаются в подтверждении полевыми исследованиями.

Моренные отложения подверглись значительному размыву тальми ледниковыми водами II фазы и выступают в виде отдельных массивов среди флювиогляциальной равнины более молодого возраста. Холмистокотловинный рельеф наилучшим образом сохранился в пределах конечноморенных гряд (Соко́чская впадина). Холмы и котловины выражены достаточно четко, однако рельеф отличается несколько большей сглаженностью по сравнению с рельефом более молодых комплексов. Холмы более расплывчаты, пологосклонны, реже встречаются озера и заболоченные днища, валов и гряд обычно нет. В областях развития основной морены (Ала́чинская впадина) рельеф пологоволнистый с отдельными расплывчатыми всхолмлениями и замкнутыми понижениями.

Отложения везде представлены неслоистым и несортированным суглинком или супесью с обитым, оглаженным щебнем и плохоокатанными галькой и валунами. Обычно верхние горизонты

морены мощностью 0,5—0,8 м оказываются более тяжелыми по механическому составу и содержат небольшое количество обломочного материала (для более молодых морен II фазы это явление не характерно). Петрографический состав обломочного материала не отличается от такового для более молодого комплекса, что свидетельствует о неизменности областей питания.

От внешнего края рассматриваемых моренных отложений I фазы на левобережье р. Плотникова близ Начикинского совхоза начинается ее третья флювиогляциальная надпойменная терраса (высота 34—35 м). Эта терраса более чем в два раза выше вложенных в нее флювиогляциальных террас II фазы, о которых говорилось выше. Отложения террасы вскрыты в большом карьере у Начикинского совхоза. Это типичные водноледниковые песчано-галечно-валунные отложения.

Существенен вопрос о правомерности отнесения выделенных здесь разновозрастных ледниковых комплексов к двум фазам единого, позднего плейстоценового оледенения, а не к самостоятельным ледниковым эпохам. Однако отсутствие межледниковых отложений или форм рельефа так же, как и в Центральной Камчатской депрессии, не дает возможности выделять две самостоятельные ледниковые эпохи. Промежуток времени между двумя этапами наступания ледников был, видимо, непродолжительным, так как вложенные одна в другую флювиогляциальные террасы двух фаз разделяются только уступом без всяких промежуточных уровней. Учитывая все изложенное, мы считаем более правильным сопоставлять выделенные ледниковые комплексы с двумя фазами наступания ледников в последнюю, позднеплейстоценовую, ледниковую эпоху.

Ю. М. Ястремский и Л. И. Лапшин, проводившие в 1961 г. в долине Карымчины геологические исследования, выделили три фазы оледенения на основании трех горизонтов морены в обнажении долины Правой Карымчины в 55 км от устья. Следы двух последних фаз выражены в рельефе, отложения их отличаются разной окраской - серой для более древней морены и бурой для более молодой. К сожалению, нам не удалось посетить это обнажение, поэтому трудно судить, насколько выделенные авторами и кратко описанные горизонты морен являются самостоятельными, а не фациальными разностями одновозрастной морены. Однако естественно предположить, что эти горизонты в какой-то мере соответствуют разновозрастным ледниковым комплексам, выделенным нами на основании изучения рельефа и рыхлых отложений Апачинской впадины. Однако ни в коем случае нельзя считать цвет отложений одним из важнейших критериев для разделения их по возрасту. Вскрытые в многочисленных шурфах моренные отложения одной и той же фазы (к одной фазе они относятся не только нами, но и указанными авторами) имели окраску от светло-серой до серо-бурой и бурой.

Распределение моренных отложений I фазы в пределах Сокочской впадины показывает, что спускавшиеся в нее по долинам рек Сокоч,

Ипукик и Уздач ледники сливались между собой, образуя единый ледниковый покров в настоящее время отделить конечноморенные комплексы каждого из этих ледников в пределах единого моренного поля в долине р. Сокоч и на левобережье р. Плотникова невозможно.

В Апачинской впадине слившиеся крупные ледники I фазы долин рек Банной и Карымчины отложили донную и основную морены. Конечноморенных комплексов этого возраста в пределах Апачинской впадины нет. Естественно предположить, что ледник в максимальную фазу спускался значительно ниже, в пределы Западнокамчатской низменности.

Большой интерес в связи с этим представляет изучение рельефа и отложений в районе Усть-Большерецка, близ устья р. Большой, проведенное нами летом 1963 г. Здесь на правом и левом берегах р. Большой развит холмисто-грядовый рельеф. Холмы достигают значительных размеров, имеют высоту от 30 до 60 м и диаметр от десятков до первых сотен метров. Это плосковерхие или округловерхие, пологосклонные всхолмления, четко поднимающиеся над окружающей равниной. На пологих склонах этих крупных холмов местами отмечается сглаженный холмистокотловинный рельеф. Холмы располагаются на первый взгляд довольно беспорядочно, в виде одиночных возвышенностей на фоне более молодой флювиогляциальной или аллювиальной равнины. Однако можно заметить, что холмы группируются в крупные дугообразные гряды, выпуклой стороной обращенные к Охотскому морю (рис. 45). Местами значительные участки таких гряд достаточно хорошо сохранились от размыва и в этом случае их конфигурация хорошо подчеркивает общие очертания всего комплекса. Холмы и гряды целиком сложены рыхлыми отложениями, видимая мощность которых достигает 60—70 м. Фациальные разности этих отложений очень разнообразны. Они были описаны нами в ряде обнажений у поселков Усть-Большерецк и Приморский. Здесь выделяются следующие разновидности осадков, достаточно быстро сменяющие одна другую как вверх по разрезу, так и по простиранию:

1. Гравелистые суглинки, супеси и пески с примесью галечного материала до 15—30%. Отложения неслоистые и несортированные, галька не уложена и распределена беспорядочно. Преобладает мелкая и средняя галька, валуны и крупная галька составляют не более 10% от общего количества грубообломочного материала. Иногда встречаются глыбы и валуны диаметром до 50—60 см; окатанность материала в основном средняя, но много и хорошо окатанной гальки, редко попадаются плохо-окатанные и оглаженные обломки; отложения уплотнены, дают в обнажениях вертикальные стенки - «утесы»; видимая мощность их 7—10 м.

2. Пески мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные, слегка уплотненные, с редкими прослоями и линзами грубозернистого песка и

гравия; слоистость параллельная, иногда волнистая; видимая мощность до 5—6 м.

3. Переслаивание галечников и песков; галечник состоит в основном из мелкой и средней хорошо и среднеокатанной гальки; пески от мелко- до крупнозернистых с разной примесью гравия; видимая мощность до 8 м.

В разрезах преобладают вторая и третья разновидности. Для всех разновидностей, кроме первой, характерны своеобразные деформации в пределах слоев в виде изгибов, антиклинале- или синклиналеобразных складок и др. Однако это деформации не имеют ничего общего с тектоническими, ибо выше- и нижележащие слои не деформируются. Такие же фациальные разности и слоистость были подробно описаны Т. С. Краевой и В. Н. Олюниным в ледниковых отложениях II фазы лоднеплейстоценового оледенения у западного подножия Ключевской группы вулканов на реках Пахче и Студеной. В эту фазу там существовал огромный ледник подножий, при таянии которого образовались многочисленные массивы мертвого льда. Отложения в районе устья р. Большой сходны с ними по облику, взаимоотношениям, особенностям слоистости. В сочетании с характером рельефа это позволяет нам считать рассматриваемые отложения ледниковыми, причем первую из описанных выше разновидностей мы относим к морене, а вторую и третью — к камовым и флювиогляциальным осадкам. Для областей развития «мертвого» льда вполне естественно при таянии ледников подножий преобладание в разрезах водоледниковых отложений.

Таким образом, описанный рельеф и отложения являются конечно-моренными образованиями огромного ледника, спускавшегося по долинам Банной, Карымчина, а ниже их слияния по р. Плотникова и Большой до берега Охотского моря: Донная и основная морены этого ледника были описаны нами в Апачинской впадине и отнесены к I фазе лоднеплейстоценового оледенения. Естественно, что конечноморенный комплекс этого ледника близ устья Большой того же возраста.

Никаких межледниковых отложений, разделяющих ледниковые или водоледниковые отложения двух фаз лоднеплейстоценового оледенения, здесь, так же как и в Сокочской депрессии, не обнаружено.

Хорошая выраженность в рельефе ледниковых образований лоднеплейстоценового оледенения дает возможность провести реконструкцию ледников этого времени для рассматриваемой территории бассейна р. Плотникова. В целом во время II фазы лоднеплейстоценового оледенения ледники далеко за пределы горных массивов не выходили. Они оканчивались либо в пределах гор, либо сразу же при выходе троговых долин на прилегающие равнины. В отдельных случаях ледники, выходя в пределы относительно опущенных территорий, образовывали расширенные концы (Сокочская впадина, западное подножие Срединного хребта), местами такие ледники сливались между собой, давая ледники подножий (подножие Южно-Быстринского хребта и др.).

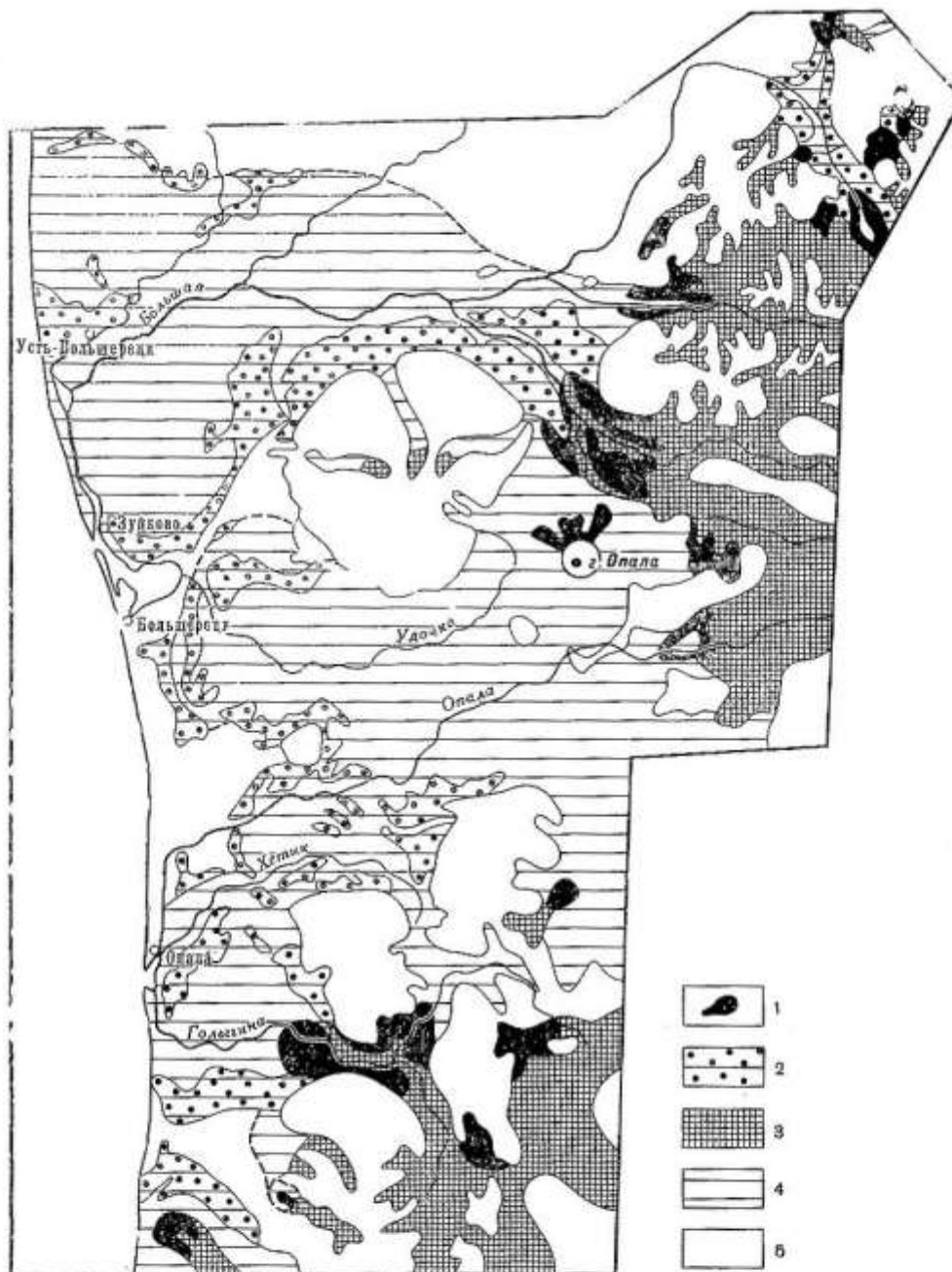


Рис. 45. Схема соотношения конечнотеррильных комплексов и реконструкция ледников двух фаз позднеплейстоценового оледенения южной части Западнокамчатской низменности

1 — морены II фазы позднеплейстоценового оледенения; 2 — морены I фазы позднеплейстоценового оледенения; 3 — ледники II фазы позднеплейстоценового оледенения; 4 — ледники I фазы позднеплейстоценового оледенения; 5 — участки, не подвергавшиеся оледенению

Картирование следов позднеплейстоценового оледенения показывает, что во II фазу долины всех крупных рек описываемого района Плотникова, Коряжская, Банная, Карымчина, Большая и др. были свободны от льда и служили для стока талых ледниковых вод и местом аккумуляции приносимого ими материала.

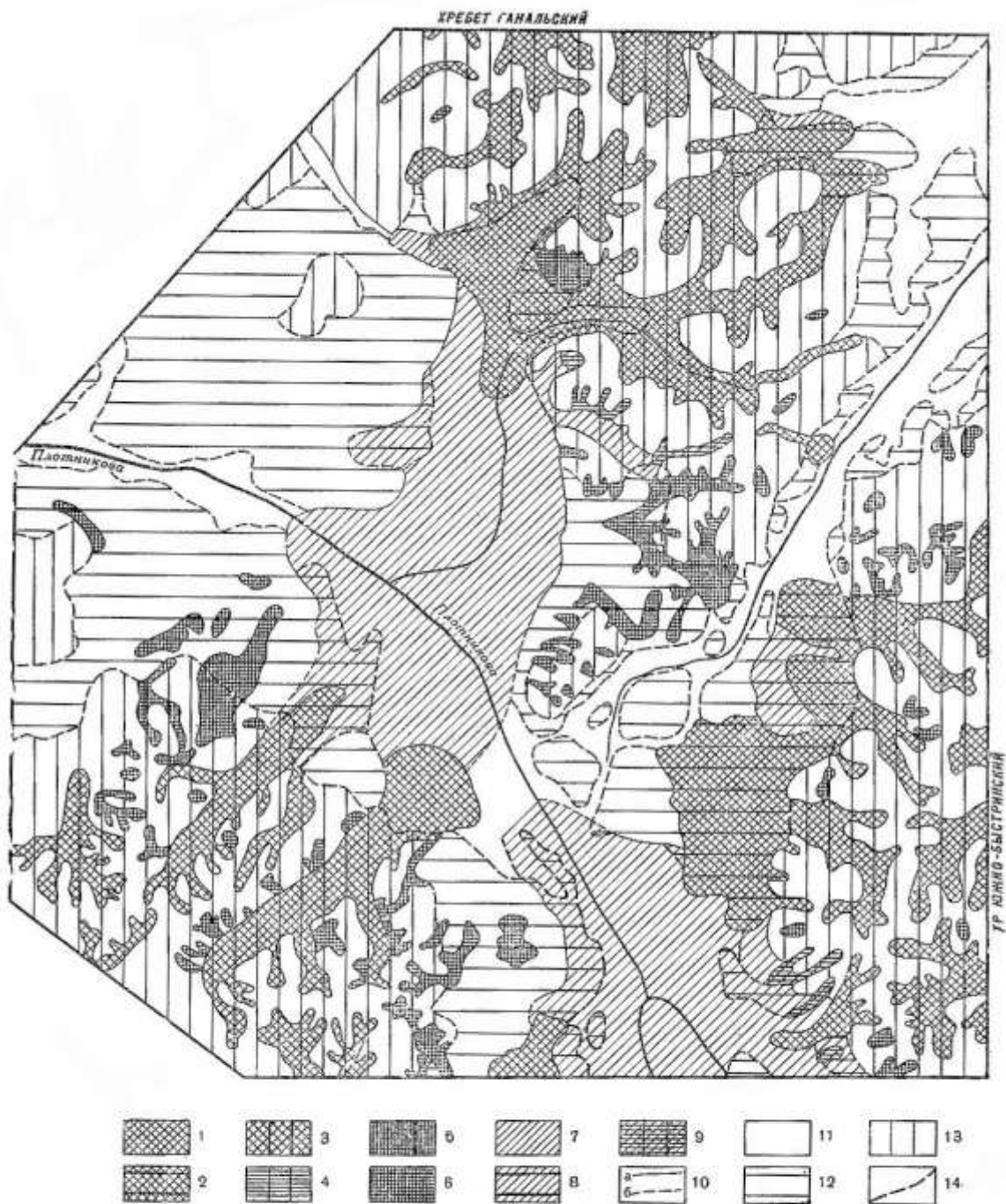


Рис. 46. Схема реконструкции ледников позднелейстоценового оледенения в бассейне верхнего течения р. Плотникова.

Ледники II фазы позднелейстоценового оледенения:

1 — на равнине; 2 — на холмах и низких горах; 3 — на средних и высоких горах; 4 — снежинки и небольшие леднички II фазы позднелейстоценового оледенения на средних и высоких горах; 5 — то же I и II фаз на средних и высоких горах; 6 — то же I и II фаз на холмах и низких горах; 7 — ледники I фазы позднелейстоценового оледенения на равнине; 8 — то же на холмах и низких горах; 9 — то же на средних и высоких горах; 10 — границы ледников и снежинок: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — равнины; 12 — холмы и низкие горы; 13 — средние и высокие горы; 14 — граница между равнинами и горами

В I фазу позднелейстоценового оледенения ледники занимали значительно большие площади. Широкое распространение в пределах относительно опущенных территорий получали ледниковые покровы, связанные с существованием ледников подножий. В это время ледники спускались по долинам рек Сокоч, Ипукик, Уздач в пределы Сокочской

депрессии до высоты 300 м над уровнем моря, в депрессии они, сливаясь, образовывали сплошное ледяное поле мощностью 120—140 м, которое, возможно, сообщалось с ледником, спускавшимся по долине верхнего течения р. Плотникова. Последний в свою очередь сливался с ледником типа Маляспина у подножия Южно-Быстринского хребта. Таким образом, значительная часть территории верхнего течения р. Плотникова находилась под покровом льда (рис. 46). Ледники, спускавшиеся по долинам рек Банной, Карымчина, Шикова, сливались в пределах Апачинской впадины. Они образовывали единый ледник подножий, выполнявший целиком Апачинскую впадину и спускавшийся ниже по долине р. Плотникова и затем р. Большой до берега Охотского моря (см. рис. 45). Длина этого ледника, область питания которого располагалась в хребтах Балаганчик и Халзан, составляла 120—130 км, т. е. почти в два раза превышала длину располагавшихся здесь ледников II фазы.

Сокращение ледников I и II фаз было прерывистым и сопровождалось в ряде случаев формированием осцилляционных морен в пределах единых ковечноморенных комплексов каждой из гряд (долина р. Сокоч, когловкна Начикинского озера, устье р. Большой и др.).

Западнокамчатская равнина

Вопрос о происхождении рельефа Западнокамчатской равнины и роли позднеплейстоценового оледенения в его формировании до настоящего момента еще не получил однозначного решения. Проведенные нами исследования в низовьях Банной и Карымчина и на южном участке побережья Охотского моря послужили своего рода ключом для анализа данных других исследователей и для некоторых собственных представлений. Относительно просто оценить рельефообразующую роль ледниковой деятельности в пределах южной части Западнокамчатской равнины, где формы обеих фаз позднечетвертичного оледенения прослеживаются достаточно четко. Прекрасно сохранившиеся конечноморенные комплексы II фазы позднеплейстоценового оледенения наблюдаются здесь в долинах рек Камбальная, Озерная, Явинская, Голыгина, Савана, Опала и многих других. При этом абсолютная высота, на которой располагаются перечисленные комплексы, и их удаленность от берега Охотского моря сильно варьируют: в долине Опалы соответственно 240 м и 78—80 км от берега, в долине Саван — 200 м и 85 км в низовьях Озерной конечноморенный комплекс II фазы подрезается морем, а в долине Камбальной он отделяется от моря лишь узкой полосой голоценовой аккумулятивной террасы.

В долинах тех же рек ниже по течению отмечаются конечноморенные комплексы худшей сохранности, уже в значительной степени размываемые талыми водами ледников II фазы и современными реками. Расположение моренных холмов и конфигурация более крупных грядообразных массивов, уцелевших от размыва, дают возможность

наметить, здесь в пределах западной низменности крупные конечноморенные дуги, выпуклой стороной обращенные в сторону Охотского моря. Следует отметить, что в пределах этих дуг местами намечается несколько моренных гряд, видимо, соответствующих стадиям отступления ледников. Описанные конечноморенные комплексы в нижнем течении Опалы, Удочки, Хетика, Голыгина по положению и характеру рельефа прекрасно сопоставляются с конечноморенным комплексом в устье р. Большой и соответственно также относятся нами к I фазе позднеплейстоценового оледенения.

Ледниковые отложения на западном побережье, на участке между устьями рек Опалы и Большой, отмечали многие предыдущие исследователи. Первыми на значительное развитие собственно ледниковых отложений вблизи берега Охотского моря в нижнем течении рек Опалы, Хетика, Савана указали в 1955 г. В. П. Мокроусов и О. Н. Толстихин. О. Н. Толстихин выделил в долине Опалы несколько конечноморенных гряд, которые он рассматривал как стадии отступления ледника единого средне-позднечетвертичного оледенения. Типичные моренные отложения были описаны В. П. Мокроусовым на моренной гряде у с. Зуйково и О. Н. Толстихиным южнее оз. Шестнадцатого. Позднее Л. И. Лапшин (1963) выделил те же комплексы в нижнем течении рек Утки, Большой, Опалы и отнес их условно к среднечетвертичному оледенению. Г. П. Казакова в 1963 г. описала рыхлые отложения у пос. Усть-Большередк., Приморский и на побережье Охотского моря между устьями рек Утка и Большая. Эти отложения залегают с разрывом на породах эрмановской свиты и представлены песками, галечниками и валунно-галечным материалом, перемешанным с ржаво-бурой глиной и дресвой. Генезис отложений Г. П. Казакова считает неясным. Из них ею были взяты образцы на спорово-пыльцевой анализ. Спорово-пыльцевые спектры, по ее мнению, указывают на распространение в период накопления этих отложений в основном степных или луговых ассоциаций, когда климатические условия в целом были близки к современным. Г. П. Казакова отмечает, однако, что от современных спорово-пыльцевых спектров они отличаются пониженным содержанием древесно-кустарниковой пыльцы и однообразием пыльцы недревесной группы, представленной в основном полынью. Следует подчеркнуть, что анализы образцов из заведомо ледниковых и водноледниковых отложений долины Быстрой, проведенные Г. П. Казаковой, показали, по ее заключению, спектры, весьма близкие к современным. Исходя из этого, мы считаем, что данные спорово-пыльцевого анализа отложений в районе Усть-Большередка не противоречат представлению об их ледниковом генезисе. Более того, большее по сравнению с поверхностными пробами содержание пыльцы недревесных растений и спор может указывать на более широкое развитие открытых пространств и тем самым на некоторое ухудшение климата.

Резюмируя наши данные и результаты других исследователей, можно, таким образом, с уверенностью констатировать, что оледенение ока-

зало самое непосредственное влияние на формирование рельефа Западнокамчатской равнины в районе устьев рек Утка, Большая, Опала, Голыгина. Ледниковые отложения первой, максимальной, фазы позднеледникового оледенения перекрывали здесь поверхность западной низменности вплоть до океана и обусловили ее холмисто-рядовой рельеф. В настоящее время эти образования уже в значительной степени размыты флювиогляциальными водами II фазы и современными реками.

Относительно влияния четвертичного оледенения на формирование рельефа остальной части Западнокамчатской низменности во взглядах исследователей имеются существенные разногласия. Некоторые авторы вообще не связывают формирование ее рельефа с ледниковой деятельностью. К. И. Богданович (1906) и Б. Ф. Дьяков (1936) рассматривали Западнокамчатскую низменность как типичный пенеппен, сформировавшийся с момента отступления постплиоценового моря. К. П. Богатырев, изучавший низменность в 30-х годах, считал ее типичной морской равниной, а Б. И. Наливкин придавал большое значение не только морской абразии, но и деятельности рек, заполнявших аллювиальным материалом дно первичного лагунно-континентального бассейна. Г. М. Власов и В. М. Цимбал, проводившие в 1940 г. геологические исследования в бассейнах рек Большой, Утки и Хомутиной, главную роль в образовании равнины отводили речной аккумуляции при участии денудации и морской абразии на отдельных участках. Однако Г. М. Власов не отрицал широкого развития ледниковых образований в прошлом. Он выделяет следы двух этапов наступания ледников. Ледники второго этапа оканчивались в пределах Срединного хребта и на формирование рельефа низменности существенного влияния не оказывали. С более древним оледенением Г. М. Власов связывает эрратические валуны в долине Утки в 30—40 км от моря. На существование морены, содержащей валуны с типичной ледниковой штриховкой диаметром до 30—50 см, всего в 10—12 км от побережья Охотского моря указывал в 1936 г. К. П. Богатырев. Морена была описана им в обнажении между реками Крутой Кунчик и Перевалочная, Г. М. Власов и на основании сопоставления собственных данных с материалами К. П. Богатырева считает возможным говорить о более древнем оледенении, захватившем полностью или частично прибрежную равнину. Однако он считает, что следы этого оледенения почти нацело, уничтожены речной деятельностью, которая и играла ведущую роль в формировании рельефа низменности. Холмы в пределах равнины он считает эрозионными останцами древних речных террас, а озера связывает с мерзлотными процессами или речной деятельностью.

Г. П. Гуков, Ю. Н. Карпов, Н. Е. Соловьев, А. Г. Тимофеев, и др., проводившие исследования в 50-х годах, главную роль в формировании рельефа южной и средней частей Западнокамчатской равнины отводили, водноледниковой аккумуляции. До их представлений вся эта территория сложена водноледниковыми отложениями, связанными - с моренами

единого поздне-среднечетвертичного оледенения, расположенными у подножия Срединного хребта. Водноледниковые отложения авторы делят на озерно-ледниковые и собственно, флювиогляциальные. Первые покрывают междуречные пространства и имеют мощность от 6 до 30-40 м. Представлены они в основном пылеватыми неслоистыми супесями и суглинками с валунами, галькой и иногда щебнем; пески имеют явно подчиненное значение. Собственно флювиогляциальные отложения слагают террасы в долинах рек и представлены песчано-галечно-валунными отложениями. Озерно-ледниковые и собственно флювиогляциальные отложения авторы считают одновозрастными и тесно генетически связанными между собой. Явно бросающаяся в глаза разница в характере этих отложений на междуречьях и в долинах объясняется ими осаджением материала из вод, имевших разную скорость течения.

На широкое развитие водноледниковых осадков в средней и южной частях западной низменности указывали позже и многие другие исследователи. В. П. Вдовенко и Л. П. Грязнов, проводившие в 1956 и 1958 гг. геологические исследования в бассейне р. Опалы, считают, что западная низменность сложена в основном древними (Q_1) аллювиальными отложениями. Эти же самые песчано-галечные отложения геологами 5-го Геологического управления были отнесены к водноледниковым. Таким образом, здесь расхождения только в вопросе о генезисе одних и тех же рыхлых отложений. Значительный интерес представляют данные Ю. Ф. Данилеско, В. И. Олейника и др., проводивших в 1964 г. исследования в бассейнах рек Ичи, Сопочной и Рассошибы. Они выделили здесь два ледниковых комплекса. К более молодому ими были отнесены морены у подножия Срединного хребта и связанные с ними флювиогляциальные террасы рек высотой до 40—60 м. С более древним ледниковым комплексом они связывали водноледниковые отложения, на междуречьях. Эти отложения представлены галечниками, валунными глинами, суглинками и реже песками. Валунны округлой, овальной, утюгообразной или угловатой формы. Встречаются зооатические валуны значительного размера. Слоистости в валунных глинах нет, содержание гальки и валунов может достигать 80 %. Эти отложения условно относятся Ю. Ф. Данилеско и другими к среднечетвертичному отделу. Таким образом, они совершенно правильно разграничили в возрастном отношении «ледниково-озерные» и «собственно, флювиогляциальные» отложения единого комплекса, выделявшегося геологами 5-го Геологического управления.

Северную часть низменности (бассейн рек Морошечной, Белоголовой, Хайрюзовой, Тигиля) большинство исследователей рассматривают как типичную увалистую или холмисто-грядовую структурно-денудационную равнину на третичных породах. Водноледниковые и аллювиальные отложения развиты здесь только по долинам рек.

Вопрос о роли других процессов (помимо оледенения) в формировании рельефа низменности остается неясным. Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков (1950) рассматривали Западнокамчатскую равнину с высотами от 6—9 до 150—200 м как сильно расчлененный ряд террас постплиоце новой трансгрессии. Однако, как справедливо позднее указывает сам Ю. Ф. Чемяков (1957), доказательства этого утверждения в работе не приводятся. В последние годы некоторые исследователи продолжают отводить постплиоценовой абразионно-аккумулятивной деятельности определенную роль в формировании рельефа низменности. Так, В. П. Вдовенко и К. М. Севостьянов, проводившие исследования в 1955 и 1963 гг. в бассейне рек Тигиль и Напана, отмечают развитие останцов 100—110-метровой морской террасы с песчано-галечными отложениями мощностью 8—10 м. Л. П. Грязнов в 1960 г. описал морские отложения на некоторых водоразделах рек Утки, Хомутиной и Кихчик на высотах 300—350 м, в 40 км от берега моря. Они представлены мелко- и среднезернистыми, промытыми и сортированными песками, гравием и галечниками с хорошо окатанной галькой. Эти отложения залегают на породах третичного возраста, местами на нижнечетвертичных эффузивах и перекрываются водно ледниковыми отложениями. Морские галечно-валунные отложения отмечены Л. П. Грязновым в 1963 г. в бассейне р. Второй Крутиковой на высоте 500 м, в 55 км от берега моря. Однако надежных обоснований морского генезиса этих отложений или характеристики слагаемых ими форм рельефа авторы не приводят.

В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1964) указывают на широкое развитие нижнечетвертичных озерных отложений мощностью до 100 м, залегающих на породах неогена и перекрывающихся флювиогляциальными отложениями. Неясно, что авторы имеют в виду, так как указаний на такие нижнечетвертичные озерные отложения у исследователей, той же экспедиции, проводивших работы на этой территории, нет.

Резюмируя изложенное выше, можно отметить, что большинство исследователей главную роль в формировании рельефа северной части низменности отводят денудации, в южной — водноледниковой и аллювиальной аккумуляции при определенной роли морской абразии в том и другом случае.

Особо надо отметить взгляды Г. А. Дягилева, который в 1930 г. рассматривал западную низменность как типичный моренный ландшафт, предполагая распространение ледников почти на всей ее площади. Элементами моренного рельефа, по его мнению, здесь являются озера, гряды и пологосклонные беспорядочно расположенные холмы, рассматриваемые им как останцы конечных и береговых морен. Песчано-галечные отложения, слагающие эту равнину, он относил к зандровым. Подобные взгляды Г. А. Дягилева резко отличаются от представлений других исследователей, которые главную роль в формировании рельефа

западной равнины отводили либо денудации, либо речной и морской аккумуляции.

Опираясь на данные, полученные нами при изучении южной части Западнокамчатской равнины, и результаты изучения аэрофотоснимков на остальную ее площадь, мы имеем возможность аццидизировать данные предыдущих исследователей и высказать некоторые собственные представления о генезисе рельефа Западнокамчатской низменности.. Можно утверждать, что формирование ее рельефа происходило под большим влиянием процессов ледниковой деятельности.

Все выраженные в рельефе следы ледниковой деятельности относятся нами к I и II фазам позднечетвертичного оледенения. Конечноморенные комплексы II фазы оледенения обнаружены против устьев троговых долин у западного подножия Срединного хребта или в пределах его отрогов на абсолютных отметках от 120 до 480—500 м. Как и в других районах, эти комплексы отличаются прекрасной сохранностью и на аэрофотоснимках распознаются практически безошибочно, в связи с чем их картирование и сопоставление между собой не вызывают никаких затруднений. От них начинаются флювиогляциальные равнины, являющиеся в долинах рек террасами разной высоты. Это — образования, выделенные геологами 5-го Геологического управления под названием собственно-флювиогляциальные отложения, приуроченные к долинам рек. Большинство последующих исследователей объединяло их с обычными речными террасами и только некоторые авторы совершенно правильно выделяли их как флювиогляциальные на основании связи с конечноморенными комплексами. Высоты этих флювиогляциальных террас могут сильно различаться в долинах разных рек (от 10—15 до 40—60 м), что, несомненно, связано с разной интенсивностью новейших тектонических движений в пределах низменности. Интересной особенностью террас является уменьшение их относительной высоты вниз по течению рек.

Большинство конечноморенных комплексов — довольно сложные образования, состоящие из нескольких сближенных между собой конечноморенных гряд. Число гряд колеблется от двух до пяти у наиболее крупных ледников. В пределах каждой из гряд наблюдается множество отдельных валов, указывающих на небольшие осцилляции ледника в период формирования описываемых конечноморенных комплексов. В понижениях между грядами и валами наблюдается большое количество мелких озер самой разнообразной формы.

С конечноморенными комплексами II фазы совершенно не связаны ледниковые образования, располагающиеся за их границами и относимые большинством исследователей к водноледниковым и озерно-ледниковым отложениям. Мы связываем их с I, максимальной фазой позднеплейстоценового оледенения. Приводимые многими исследователями описания этих отложений в разных частях низменности в сочетании с пологоволнистым, а местами пологохолмистым или увалистым рельефом

дают нам возможность считать их собственно ледниковыми. Указание на широкое развитие валунных суглинков и супесей, большую примесь грубообломочного материала, наличие плохоокатанных или неокатанных обломков, находки эрратических валунов, частое отсутствие слоистости и сортировки — все это не позволяет согласиться с представлениями предыдущих исследователей о ледниково-озерном или водноледниковом генезисе этих отложений. Широкое развитие суглинков и супесей вряд ли можно связывать с осаждением материала из медленно текущих вод. Об этом свидетельствуют отсутствие слоистости и обогащенность отложений грубообломочным, часто неокатанным, материалом. Эти образования более всего близки, по нашему мнению, к обычной морене. Из изложенного вовсе не следует, что мы отрицаем развитие в пределах Западнокамчатской низменности водноледниковых или ледниково-озерных отложений. Несомненно, водно ледниковые галечные, песчано-галечные, песчаные и суглинистые отложения распространены весьма широко и, возможно, даже преобладают в разрезах, что естественно для областей широкого развития «мертвого» льда в районах существования ледников подножий. Однако мы хотим подчеркнуть, что водноледниковые и ледниково-озерные фации развиты здесь в тесном единстве с собственно ледниковыми, моренными отложениями и составляют с ними единый ледниковый комплекс. Отложения этого комплекса выносились ледниками, сползавшими в I фазу со Срединного хребта. Если в последнюю фазу ледники доходили до подножия хребта, то нет ничего удивительного в том, что в первую они спускались намного ниже и перекрывали значительную часть западной низменности вплоть до моря в ее южной и средней частях (рис. 47).

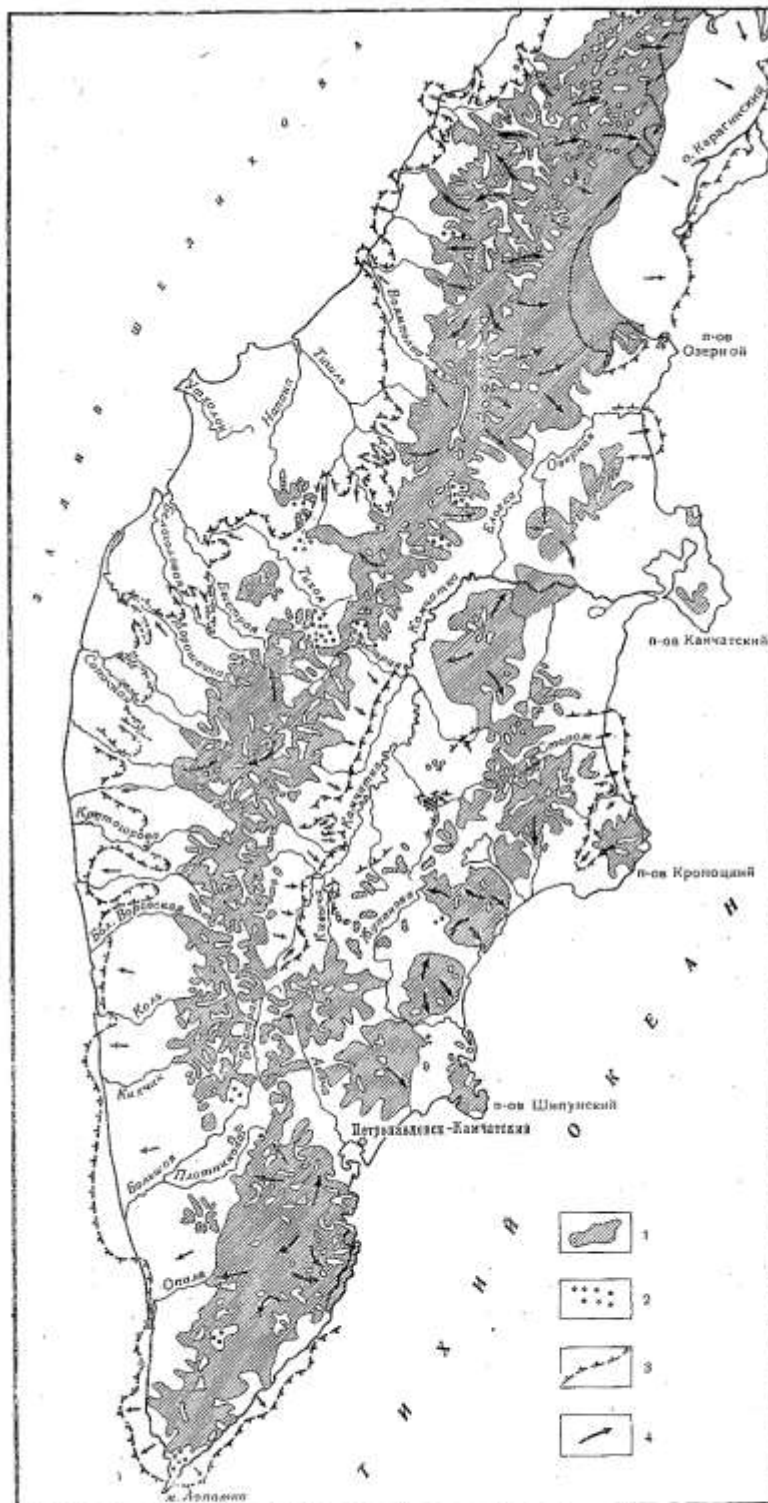


Рис. 47. Схема позднеплейстоценового оледенения Камчатки. Ледники II фазы позднеплейстоценового оледенения по В. Н. Олунину (1965). Границы ледников I фазы позднеплейстоценового оледенения нанесены И. В. Мележесцевым и О. А. Брайцевой
 1 — ледники II фазы позднеплейстоценового оледенения; 2 — снежники; 3 — границы распространения ледников I фазы позднеплейстоценового оледенения; 4 — направление движения ледников

В северной части низменности (севернее долин рек Сопочной, Рассошины) картина была несколько сложнее. Ледники даже в максимальную фазу последнего оледенения концентрировались только по долинам рек и не перекрывали междуречий. Н. Н. Кожемяка (1966) описал

морены I фазы позднеплейстоценового оледенения в долинах рек Тигиля и Хайрюзовой достаточно далеко от моря. Отсутствие больших ледниковых покровов на севере западного побережья было связано, видимо, с несколькими причинами. Водораздельная линия Срединного хребта здесь сместилась к востоку, вследствие чего ширина прибрежной равнины увеличилась. Высоты последней также несколько возросли, так как террасовидные равнины средней и южной частей низменности уступили место пологохолмистому или холмисто-грядовому денудационному и низкогорному эрозионно-денудационному рельефу. Все это вместе взятое и привело к меньшему развитию здесь ледников подножий. Ледники сосредоточились в долинах и в I фазу не доходили до моря.

Аккумулятивные образования I фазы позднеплейстоценового оледенения сохранились в рельефе значительно хуже, чем морены II фазы. Типичный холмисто-котловинный рельеф наблюдается лишь в пределах конечноморенных гряд, во всех остальных местах он отсутствует. При этом очертания холмов и западин обычно весьма нечеткие, озера в большинстве котловин спущены. Некоторым исключением из этого правила является бассейн р. Пустой на самом севере полуострова, где наряду с переработанными имеются хорошо сохранившиеся участки холмисто-котловинного рельефа, расположенные на плоских поверхностях террас и террасовидных равнин вне районов с интенсивной эрозионной деятельностью. Следует отметить, что выраженность в рельефе аккумулятивных образований I фазы позднеплейстоценового оледенения вообще в направлении с юга на север несколько улучшается. Наиболее вероятными причинами этого, по нашему мнению, являются уменьшение количества осадков по сравнению с южными участками равнины, а также резкое сокращение объема выпадающего из воздуха пирокластического материала, способствующего нивелировке неровностей рельефа.

Как и на юге низменности, в пределах наиболее хорошо сохранившихся конечноморенных комплексов отмечается до двух-трех конечноморенных гряд свидетельствующих о неоднократных наступаниях ледников. Местонахождение последних показывает, что во время максимального распространения ледники I фазы позднеплейстоценового оледенения покрывали большую часть среднего участка Западнокамчатской равнины, а многие ледники выходили даже в область современного шельфа Охотского моря (см. рис. 47).

Особо следует остановиться на обосновании причин отнесения описываемых ледниковых образований к I фазе позднеплейстоценового оледенения, а не к более ранним ледниковым эпохам, как это делают некоторые исследователи (Лапшин, 1963; Гептнер и др., 1965). Синхронизируя эти образования с позднеплейстоценовым оледенением, мы исходили из того, что они весьма сходны по степени сохранности и положению в рельефе с моренами того же возраста в Центральной Камчатской депрессии, но значительно моложе отложений позднеплейстоценового межледниковья различных районов западной

Камчатки (Малаева, 1965; Гелтиер и др., 1965). Так, на севере полуострова холмисто-котловинный рельеф, относимым нами к I фазе позднеплейстоценового оледенения, имеется на водораздельных поверхностях, в разрезе которых обнаружены верхнеплейстоценовые межледниковые осадки (Малаева, 1965). В низовьях р. Тигиль И. В. Мелекесцевым, по данным дешифрирования аэрофотоснимков, установлено, что флювиогляциальная терраса I фазы оледенения вложена в 25-30-метровую террасу, от которой она отделяется четким уступом. Таким образом, эта терраса, по его мнению» не разделяет, как это полагал А. П. Гептнер (Гептнер и др., 1965), наблюдающиеся в бассейне Тигиля два моренных комплекса, а древнее их обоих.

Последнее оледенение оказало влияние на формирование рельефа Западнокамчатской низменности в заключительный этап четвертичного периода. Представление о широком развитии в пределах низменности ледникового рельефа и отложений не снимает вопроса о генезисе доледниковой поверхности, которую ледники перекрывали. К сожалению, в настоящий момент мы не можем дать определенного ответа на этот вопрос. Безусловно, значительную часть на севере низменности (бассейн рек Морошечной, Белоголовой, Хайрюзовой, Утхолок) занимают участки холмисто-рядового и пологоувалистого денудационного рельефа.

По-видимому, в районах устьев рек Тигиля и Напаны определенную роль в формировании прибрежной равнины следует отводить постплиоценовой морской трансгрессии. Остатки выраженных в рельефе морских террас с четкими абразионными уступами видны на значительной части побережья Охотского моря. Они имеются в низовьях рек Воямполки, Тигиля, Напаны и др. Абсолютная высота поверхности наиболее распространенной террасы у ее тылового шва около 100—120 м. С этой террасой сопрягаются поверхности другого генезиса, развитые по долинам рек и ручьев. Последние распространены почти повсеместно и по своему облику напоминают очень широкие речные террасы. Названные формы характеризуются ровной поверхностью, слабонаклонной вниз по течению водотоков. От возвышающихся над ними участков денудационного рельефа и низкогорных массивов они отделены прекрасно выраженным уступом. В этих террасовидных поверхностях выработано большинство современных долин рек и ручьев в их нижнем течении. Однако для окончательных суждений о генезисе отложений этих террасовидных равнин и заключений об их возрасте требуются специальные исследования.

В средней и южной частях низменности на аэрофотоснимках хорошо видны высокие террасовидные равнины, занимающие значительные площади. Они прорезаны современными реками на глубину до 100-150 м. Именно эти равнинные участки междуречий и перекрывались ледниковыми осадками I фазы. Большинство исследователей отмечает, что ледниковые отложения залегают непосредственно на третичных породах. В этом случае приходится

считать террасовидные равнины денудационными. Однако, как указывалось выше, в последнее время появляются данные о наличии морских отложений под ледниковыми. По нашему мнению, морской генезис их принимается без достаточных оснований, так как фауны в них нет, а слагаемые ими поверхности не имеют типичных признаков морских террас. Скорее всего это обычные аллювиальные отложения и в таком случае формирование террасовидных равнин связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек. Для уточнения генезиса и возраста этих доледниковых осадков, а также площади их развития необходимы специальные исследования. Они позволят достоверно установить, какой из факторов - денудация, морская абразия или речная деятельность - все же играл ведущую роль в формировании западной низменности, впоследствии перекрытой ледниками.

В настоящее время, однако, можно с уверенностью утверждать, что в течение четвертичного периода большая часть Западнокамчатской равнины испытывала медленное, но устойчивое поднятие. Об этом свидетельствуют небольшие мощности четвертичных осадков и почти повсеместное присутствие третичных отложений. Последние либо слагают холмы, увалы и гряды, либо в эрозионных врезках лежат под ледниковыми и аллювиальными четвертичными отложениями. О медленном поднятии большей части территории свидетельствует и строение речных долин. Реки, выходя из пределов Срединного хребта, не образуют здесь наземных дельт, столь типичных для опускающихся участков предгорных и межгорных впадин. В пределах западного побережья они вырабатывают обычные эрозионные долины с целой серией цокольных флювиогляциальных и аллювиальных террас.

Бассейн р. Авачи

Территория бассейна Авачи — один из типичных районов горно-долинного оледенения Камчатки. Следы позднеплейстоценового оледенения найдены почти во всех долинах рек и ручьев, причем одинаково широко развиты и скульптурные, и аккумулятивные формы ледникового рельефа. Но в отличие от ранее описанных районов здесь обнаруживается резкое преобладание форм, связанных со II фазой позднеплейстоценового оледенения, а аккумулятивных образований I фазы почти не сохранилось. Основная причина этого - отсутствие обширных равнинных участков и пологосклонных низкогорных массивов, благоприятных для консервации названных образований. Здесь и в I и во II фазы ледники выполняли одни и те же узкие и глубокие долины. Поэтому созданные в I фазу позднеплейстоценового оледенения скульптурные и аккумулятивные формы рельефа оказались в сфере активной деятельности ледников и флювиогляциальных вод II фазы этого оледенения.

Практически единственным местом, где сейчас одновременно наблюдаются формы: I и II фаз позднеплейстоценового оледенения,

является район слияний Правой, Средней илевой Авачи, особенно отрезок долины нижнего течения Правой Авачи. В долине Правой Авачи конечноморенный комплекс более молодой II фазы позднеплейстоценового оледенения располагается в виде широкой дуги в районе устья Стеновой (левый приток Правой Авачи) на абсолютной высоте около 260 м. В его пределах отчетливо выделяется до 4—5 дугообразных конечноморенных гряд, состоящих из нескольких (до 8—10) валов, связанных со стадиями отступления ледника. Развитый здесь холмисто-котловинный рельеф отличается исключительной свежестью.

Вскрывающиеся в пределах конечно моренного комплекса отложения представлены неслоистым и неяснослоистым глыбово-щебнисто-галечным материалом с супесчаным заполнителем. Цвет отложений зеленовато-серый, их видимая мощность до 30 м.

Непосредственно от внешнего края нижней по течению конечноморенной гряды начинаются 23- и 26-метровые террасы, сложенные однородной параллельно-слоистой валунно-галечной толщей с заполнителем из серого разнотернистого, сильно глинистого песка с гравием и дресвой. Эти флювиогляциальные отложения отличаются от аллювия неясной слоистостью, более грубообломочным материалом, худшей окатанностью и сортировкой. Более низкие террасы высотой 8, 10, 13, 20 м связаны с конечноморенными грядами, образовавшимися при сокращении ледника. Они имеют двучленное строение. В основании их залегают валунно-галечные отложения, имеющие типичный флювиогляциальный облик. Верхние части обрывов 8—20-метровых террас сложены отложениями (мощность 1,5—5 м), которые по характеру слоистости, сортировке обломочного материала, степени его окатанности и механическому составу заполнителя занимают промежуточное положение между аллювием и флювиогляциальными отложениями 23- и 26-метровых террас. При этом отложения 8- и 10-метровых террас близки по генезису к аллювию, а 13- и 20-метровых — к флювиогляциальным. Отложения верхних горизонтов залегают с ясным размывом на валунно-галечно-песчаной толще, выходящей в основании террас. Описанные террасовидные уровни образовались на фоне восходящих новейших движений при таянии ледника. При этом сформировалась целая серия цокольных террас; цоколь их сложен типичными флювиогляциальными отложениями, выполнявшими долину Авачи при формировании аккумулятивных 23- и 26-метровых террас. «Аллювий» более низких ступеней образовался при размыве этих флювиогляциальных отложений и представлен переходными разностями между флювиогляциальными и аллювиальными отложениями.

Комплекс ледниковых отложений I фазы позднеплейстоценового оледенения слагает стрелку Правой и Средней Авачи, а также узкие террасовидные ступени на левобережье Правой Авачи близ ее устья и на левом берегу нижнего течения Средней Авачи. В виде маломощного чехла, эти отложения присутствуют на водоразделе Авачи и ее правого притока - ручья Перевозчика. Они слагают также цоколь

флювиогляциальной террасы II фазы позднеплейстоценового оледенения на правом берегу Авачи близ впадения в нее Левого Авачи.

Все эти образования расположены ниже четко замыкающихся конечноренных гряд II фазы и имеют сильно сглаженный холмисто-котловинный и пологоволнистый рельеф: холмы пологосклонные с плоскими: или слабовыпуклыми вершинами, западины выражены плохо, их границы нечеткие, озер нет.

В верхней части разреза ледниковые отложения представлены зеленовато-серыми вязкими суглинками с 20-30% угловатой дресвы, щебня, глыб и плохоокатанных валунов. Слоистость и сортировка обломочного материала не наблюдаются. Отложения в средней и нижней частях разреза сходны с таковыми II фазы иозднеплейстоценового оледенения. Наибольшая видимая мощность комплекса отложений I фазы — 60—70 м. С этим ледниковым комплексом связана самая высокая 60—70-метровая терраса Авачи. Сложена она типичными флювиогляциальными отложениями — валунно-галечным материалом с заполнителем из разнотернистого гравелистого сильно пылеватого песка, мощность отложений меняется от 40—45 до 2—3 м.

Типичными аллювиальными аккумулятивными террасами являются пойма, первая (3—3,5 м) и вторая (5—6 м) надпойменные террасы.

Таким образом, в долине верхнего течения Авачи намечается целая серия аккумулятивных и цокольных террас. Террасы наиболее высокого уровня (60—70 м) связаны с более древним ледниковым комплексом, среднего уровня (8—20, 23, 26 м) — с более молодым ледниковым комплексом, а наиболее низкие террасы (3—3,5 и 5—6 м) — с послеледниковым. Террасовые уровни или отложения, которые бы можно было относить ко времени, разделяющему ледниковые комплексы, в долине Авачи отсутствуют. Это не дает возможности связать ледниковые комплексы и начинающиеся от них флювиогляциальные террасы с двумя самостоятельными ледниковыми эпохами. Более правильным будет отнесение их к двум фазам одного оледенения.

В долине Авачи мы наблюдаем картину, в целом аналогичную таковой в бассейне верхнего течения р. Плотникова. Обращает внимание лишь значительная разница в высотах их террас II и I фаз. Большие высоты террас обеих фаз в долине Авачи мы связываем с более интенсивными послеледниковыми восходящими движениями в этом районе. Об этом свидетельствует и наличие целой серии цокольных террас, сформировавшихся после главных (23 и 26 м) флювиогляциальных уровней II фазы. Однако следует отметить, что соотношение между террасами I и II фаз в долине Авачи аналогично долине р. Плотникова. Высота террас I фазы в обеих долинах оказывается в 2,5 раза больше, чем высота террас II фазы: 10—12 и 35 м в долине Плотникова, 23—26 и 60—70 м в долине Авачи. Более древних ледниковых отложений в долине Авачи не обнаружено.

Скульптурные ледниковые формы

Как видно из предыдущих разделов, выделение разновозрастных ледниковых комплексов в бассейнах Авачи и Плотникова производится нами на основании изучения аккумулятивных ледниковых образований. Изучение скульптурных форм с этрп точки зрения не представляет такого интереса, так как все выраженные в рельефе скульптурные формы отличаются прекрасной сохранностью и относятся к последней, второй, фазе позднеплейстоценового оледенения. Об этом свидетельствуют расположенные в устьях этих троговых долин хорошо сопоставляющиеся между собой конечноморенные комплексы II фазы. Мы не могли выделить достоверно существующие вложенные разновозрастные скульптурные формы. Местами удается отметить образования типа вложенных каров или трогов, однако их существование может быть объяснено морфологией исходного рельефа, литологией пород или закономерностями экзарационной деятельности одной фазы оледенения. Отсутствие более древних скульптурных форм, связанных с максимальной фазой, мы объясняем тем, что они были в значительной степени обновлены во II фазу и замещены более молодыми скульптурными формами. Следы ледниковой экзарации первой фазы сохранились в немногих случаях в долинах рек ниже молодых конечноморенных комплексов (долина р. Сокоч, подножие горы Ипелька и др.).

Скульптурные формы II фазы позднеплейстоценового оледенения отличаются обычно хорошей сохранностью, однако они имеют несколько отличный облик в разных массивах или даже в пределах одного массива, что определяется многими причинами.

В пределах наиболее повышенных участков хребтов Срединного, Ганальского, Южно-Быстрийского, Халзана, Балаганчика (высоты 1100—2000 м) скульптурные ледниковые формы лучше выражены. Здесь кары имеют типичное строение: четко выделяются крутые, часто отвесные, стенки, служившие местом схода лавин уплощенные днища — области накопления поступавшего снега и формирования фирновых бассейнов. Для начинающих отсюда троговых долин характерна хорошо выраженная корытообразная форма с четким перегибом от более пологого, обработанного ледником, экзарационного склона долины к вышележащему его участку, не покрывавшемуся льдом. В широких троговых долинах большей частью, помимо пологих экзарационных склонов и останцов оглаженных льдом холмов, можно выделить равнинные днища трогов. Для них характерен волнистый рельеф с хорошо выраженными местами друмлинами и котловинами выпахивания, в которых нередко остаточные ледниковые озера; отдельные участки экзарационной равнины могут лежать на разных уровнях, отделяясь одна от другой скалистыми ригелями. Местами на днищах или их пологих бортах отмечается маломощный плащ моренного материала, сквозь который читаются все неровности коренного экзарационного рельефа.

Четкая граница ледниковой экзарации дает возможность довольно точно определять мощности древних ледников. В Ганальском хребте она составляла в среднем 150—200 м, максимальные мощности достигали 500 м, минимальные — 80—100 м. В Южно-Быстринском хребте мощность ледников колебалась в значительных пределах — от 80 до 250 м, в хребтах Балаганчике и Халзане она составляла в среднем 120 — 200 м.

Такие различия в мощностях древних ледников зависели от питания их из одного или нескольких фирновых бассейнов и от положения этих бассейнов на склонах разной экспозиции, определявшей объем накапливавшегося в них льда и снега.

На более низких горах (отроги хребтов Ганальского, Балаганчика, Халзана, значительная часть южного окончания Срединного хребта) скульптурные ледниковые формы немногочисленны, невелики по размерам и имеют несколько иной облик. У них отчетливо видны крутые стенки, выполаживающиеся в нижней части, где ясно читаются следы ледниковой обработки, однако широкого плоского дна и четкой границы ледниковой экзарации установить не удастся. Не наблюдается четкого перегиба, связанного с ледниковой экзарацией, и небольших долин рек и ручьев. Типичный троговый характер имеют только крупные долины (Ипукик, Уздач, Учулун, Халаяи и др.), по которым спускались достаточно мощные (120—150 м) ледники. Однако и в них местами перегиб от экзарационного склона к вышележащему участку, не покрывавшемуся льдом, выражен недостаточно четко.

Такой характер скульптурных ледниковых форм (в частности, в северо-восточных отрогах хребта Халзан) привел некоторых исследователей к выводу о том, что эти формы хуже сохранились, а следовательно, и древнее «юных» форм Ганальского и Южно-Быстринского хребтов. Этот вывод неверен, так как конечноморенные комплексы в устьях трогов хребта Халзан по характеру и степени сохранности рельефа, а их флювиогляциальные равнины — по высоте хорошо сопоставляются с таковыми для подножия Южно-Быстринского и Ганальского хребтов.

Следовательно, здесь дело не столько в степени сохранности разновозрастных скульптурных форм, сколько в худшей или лучшей выраженности этих форм, относящихся к одной фазе оледенения. Несколько худшая выраженность ледниковых форм в хребте Халзан связана главным образом с меньшими его высотами по сравнению с Ганальским и Южно-Быстринским хребтами. Это обусловило небольшую мощность снежных и фирновых накоплений, вследствие чего здесь были широко распространены малоподвижные или неподвижные ледники и снежники. Они оставили следы нивальной деятельности, но не создали типичных экзарационных форм рельефа.

Если на массивах с высотами 1300—1500 м скульптурные ледниковые формы имеют типичный облик и строение, а на горах ниже 1000 м преобладают скульптурные нивальные формы, то на высоте 1000—

1200 м распространение и облик скульптурных ледниковых форм тесно связаны с экспозицией склонов. Большая часть каров и цирков приурочена к северным склонам массивов; отсюда начинаются почти все троговые долины. На склонах, обращенных на юг, шире распространены обычные водосборные воронки ручьев. Кары немногочисленны, невелики по размерам, в них располагались маломощные неподвижные или слабоподвижные снежники и леднички, обусловившие протекание здесь главным образом нивальных процессов.

Отсутствие следов ледниковой и нивальной деятельности на массивах с высотами 750—800 м позволяет сделать вывод, что снеговая линия в хребтах Срединном, Ганальском, Южно-Быстринском, Халзане во время последнего оледенения не спускалась ниже этого уровня. Однако на массивах с теми же и меньшими высотами (600—800 м), непосредственно примыкавших к основным центрам, оледенения, охлаждающее влияние последних способствовало появлению маломощных ледников и снежников в благоприятных условиях (верховья речных долин, выполоненные участки водоразделов или склонов долин). Возможно, на таких массивах следы нивации связаны с максимальной фазой оледенения. В последнюю фазу здесь леднички занимали меньшую площадь, однако разграничить по возрасту следы нивальной деятельности в большинстве случаев не представляется возможным.

ВОСТОЧНАЯ И ЮЖНАЯ КАМЧАТКА

Как и во всех других районах Камчатки, скульптурные и аккумулятивные ледниковые формы рельефа, связанные с позднеплейстоценовым оледенением, являются одними из самых распространенных элементов современного ландшафта. Наиболее полно на территории восточной и южной Камчатки представлены следы II фазы позднеплейстоценового оледенения: наряду с прекрасно выраженными аккумулятивными формами рельефа имеются столь же хорошо сохранившиеся кары и трогги. Следы I фазы оледенения представлены, как и везде, преимущественно аккумулятивными образованиями.

Однако рассматриваемой территории присущи и некоторые своеобразные черты строения, гипсометрического положения и распространения развитых здесь ледниковых форм рельефа. К главнейшим из них можно отнести следующие: 1) крайне неравномерное распространение ледниковых образований по площади; 2) очень небольшие абсолютные отметки, на которых располагаются конечноморенные комплексы не только I, но и II фазы оледенения; 3) минимальные для Камчатки абсолютные высоты каров и цирков (особенно на южной Камчатке и п-ве Шипунском); 4) наличие большого количества вулканических аппаратов, являвшихся центрами питания ледников; некоторые из этих вулканов действовали и во время оледенения.

Основная причина неравномерного распределения ледниковых форм рельефа в пределах восточной и южной Камчатки связана с особенностями распределения имевшихся здесь ледников. Последние были приурочены к отдельным горным узлам и к наиболее высоким вулканическим постройкам. Многие низкогорные и среднегорные массивы (средняя часть Валагинского хребта, хребет Кумроч и др.), а также большие участки равнин не подвергались оледенению, особенно во II его фазу (см. рис. 47). В отдельных местах отсутствие следов позднеплейстоценового оледенения связано с активным проявлением новейших тектонических движений, обусловивших интенсивную эрозионную переработку ледниковых форм (бассейн р. Чажмы).

Очень низкое гипсометрическое положение конечноморенных комплексов объясняется тем, что многие горные массивы — центры оледенения — располагались либо на самом берегу моря, либо в непосредственной близости от береговой линии. Поэтому концы даже сравнительно небольших ледников часто заходили в область современного шельфа (побережье Тихого океана к югу от Авачинской бухты, полуострова Шипунский и Кроноцкий). Во время послеледникового поднятия уровня моря часть конечных морен была затоплена. Затопленный моренный рельеф обнаружен, например, на дне Карагинского залива (Бойченко, 1961) при проведении там океанологических работ.

Днища достаточно хорошо сформированных каров и цирков на склонах северной экспозиции на некоторых участках восточного побережья Камчатки располагаются всего на высоте 300—400 м над уровнем моря. Причем абсолютные отметки вершин, окружающих кары и цирки, часто не превышают 500—600 м. Подобным районом является, например, побережье юго-восточной Камчатки к югу от Авачинской бухты, побережье Камчатского залива и др. Аналогичные формы рельефа нигде на Камчатке столь широко не встречены, а лежат они так низко вследствие обилия атмосферных осадков. В прибрежной зоне юго-восточной части полуострова количество осадков достигает сейчас 1100—1200 мм в год. При этом более половины осадков выпадает здесь в твердом виде. По-видимому, аналогичная картина наблюдалась и раньше.

Широкое распространение вулканов, служивших центрами питания ледников, также наложило заметный отпечаток на строение и расположение ледниковых форм рельефа и отложений. В частности, со спецификой оледенения слаборасчлененных и нерасчлененных вулканов было связано широкое развитие ледников подножий в молодых вулканических районах (Мелекесцев, 1965). В конце позднего плейстоцена при деградации оледенения произошел распад этих ледников на ряд глыб и массивов «мертвого» льда (Олюнин, 1965). Специфика таяния последних обусловила многие важные особенности в строении оставленных ими отложений, слагающих ледниковый холмисто-котловинный рельеф у подножий и в пределах нижних частей ее склонов

вулканов. Здесь широко распространены флювиогляциальные и озерно-ледниковые толщи, имеются слоистые разности морены, наблюдается исключительно пестрый фациальный состав отложений и очень сложный характер их взаимоотношений (Мелекесдев, Краевая, 1966). Помимо этого, ледниковые отложения отличаются пониженной глинистостью (10—15%) и очень большой мощностью (до 80—100 м), поэтому относительные превышения в пределах ледникового холмисто-котловинного рельефа достигают 40-50 м.

С целью изучения рельефа ледниковых образований, взаимоотношения следов I и II фаз позднеплейстоценового оледенения, вещественного состава ледниковых и флювиогляциальных отложений и т. д. нами было предпринято подробное исследование многих участков побережья Камчатского залива.

Весьма интересным с этой точки зрения оказался участок побережья между устьями рек Малой Чажмы и Сторож (Брайцева, Евтеева и др., 1966). Здесь у подножия вулканического плато в тыловой части высоких (200—300 м) морских террас в верховьях долин рек Первой, Второй и других значительные площади занимают четкие отграниченные участки с прекрасно выработанным, совершенно свежим холмисто-котловинным рельефом (рис. 48). Отложения представлены остроугольными, обитыми и оглаженными глыбами, щебнем, плохо окатанной галькой и валунами, составляющими до 50—80% от общего объема породы. Заполнителем служит супесь или дресвянистый пылеватый песок. Эти образования являются конечноморенными комплексами ледников, начинавшихся на северо-восточном склоне вулканического плато. Выходя из троговых долин на пологонаклонную поверхность морской террасы, ледники растекались, образуя так называемые ледники с расширенным концом.

Местами они сливались между собой, давая небольшие ледники подножий. Конечно моренные комплексы имеют очень четкие границы, отличаются хорошей сохранностью и прекрасно выраженным холмисто-котловинным рельефом. Они являются самыми молодыми следами долинного оледенения района и нигде не перекрываются никакими более молодыми ледниковыми осадками, что дает возможность относить их ко II фазе позднеплейстоценового оледенения Камчатки.

Местами ледники II фазы были только, образовывали небольшие ледяные поля в тыловой части морских террас, выполняя целиком верховья речных долин, но и давали по долинам рек длинные языки, спускавшиеся на значительные расстояния от гор. Об этом свидетельствуют участки прекрасно выраженного моренного рельефа, сохранившиеся на бортах долин рек Первой и Сторож в 5—6 км от их устьев. Положение валов береговой морены в долине Первой свидетельствует о небольшой (75—80 м) мощности ледника, целиком концентрировавшегося в долине и уже не перекрывавшего здесь прилегающих участков морской террасы.

С моренами II фазы позднеплейстоценового оледенения совершенно не связаны располагающиеся за их границами ледниковые отложения,

перекрывающие поверхности высоких морских террас на всей площади их развития вплоть до океана (см. рис. 48). Эти отложения, представленные несортированными и неслоистыми валунно-щебнистыми супесями и суглинками, вскрываются в верхней части разрезов морских террас, обуславливая пологоволнистый и пологохолмистый рельеф последних. По характеру рельефа и особенностям строения эти отложения следует относить к фации донной и основной морены. Конечноморенных гряд здесь нет. Они, видимо, располагались на территории, в настоящее время занятой морем. Рассмотренные образования мы относим к более древнему ледниковому комплексу и связываем с I фазой позднеплейстоценового оледенения.

Анализ строения речных долин показывает, что в них четко выделяются два комплекса уровней, связанных с двумя выделенными этапами наступания ледников. От конечноморенных комплексов II фазы начинаются флювиогляциальные равнины, которые хорошо прослеживаются в долинах всех рек района и выступают в виде комплекса вторых надпойменных террас. Этот комплекс состоит из ряда близких по высоте уровней, разделенных уступами, часто не выдержанными по простиранию. Относительные высоты флювиогляциальных террас сильно отличаются в долинах разных рек (20—25 м — в долинах р. Четвертой и Первой, 13 м — в долине р. Сторож, 80 м — в долине р. Быстрой). Местами флювиогляциальные террасы целиком аккумулятивные, местами они имеют доколь из более древних отложений. Такие различия в высотах и строении этих террас несомненно связаны с разной интенсивностью новейших тектонических движений на отдельных участках территории. Однако во всех случаях надежным критерием для установления генезиса и возраста этих террас является четко прослеживаемая их связь с конечномо

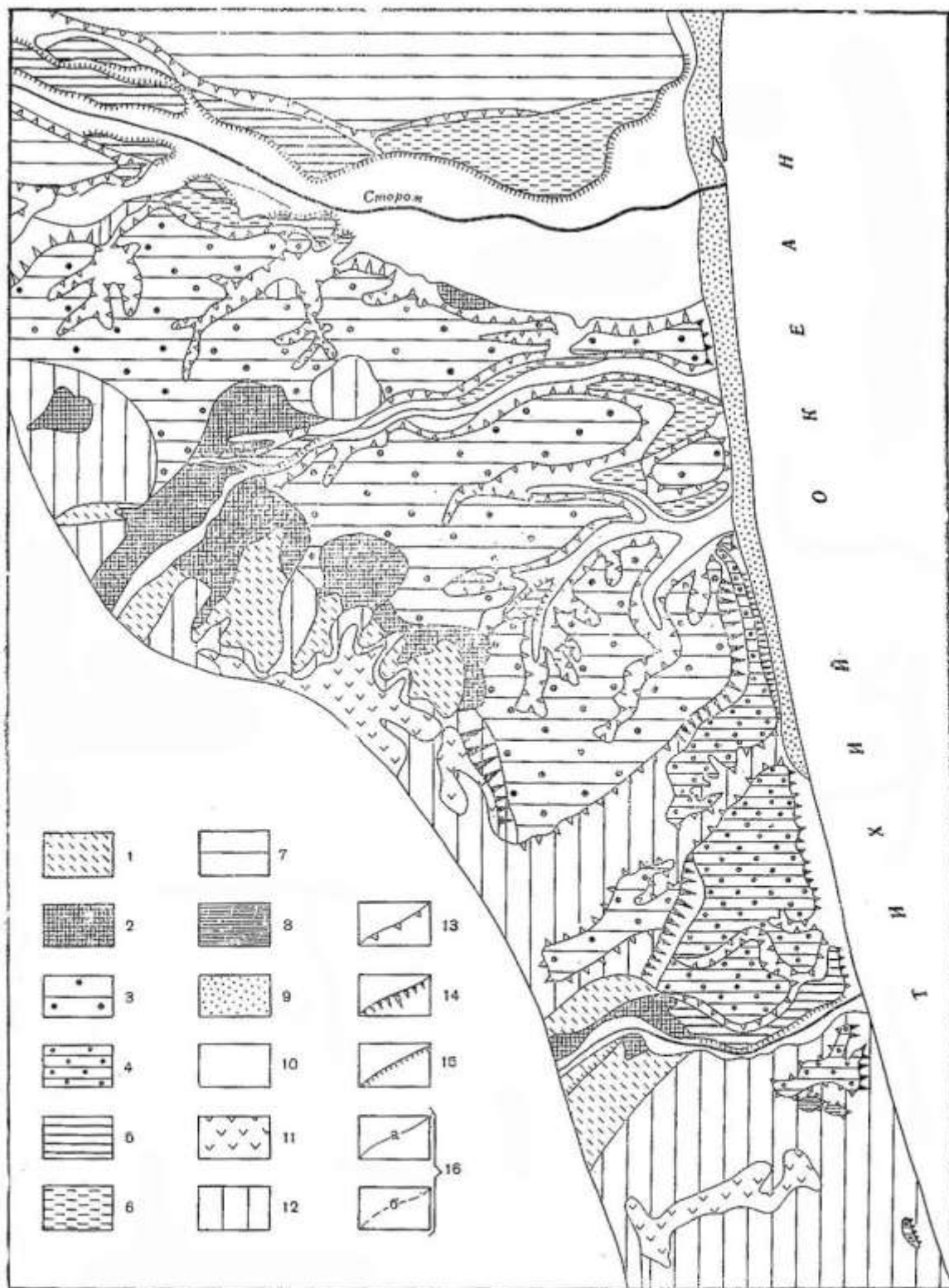


Рис. 48. Схема соотношения ледниковых и морских форм рельефа на побережье Камчатского залива

1 — следы экскарации ледников II фазы позднелейстоценового оледенения; 2 — морены II фазы позднелейстоценового оледенения (Q_2^2); 3 — морены I фазы позднелейстоценового оледенения (Q_2^1) на V морской террасе; 4 — то же на IV морской террасе; 5 — флювиогляциальные равнины II фазы (Q_2^2); 6 — флювиогляциальные равнины I фазы (Q_2^1); 7 — V морская терраса (Q_1^1); 8 — IV морская терраса (Q_1^1); 9 — низкие аккумулятивные морские террасы (Q_1); 10 — послеледниковые речные пойменные и низкие надпойменные террасы (Q_1); 11 — вулканические плато (Q_1); 12 — горы; 13 — эрозионные уступы высоких террас; 14 — абразионные уступы; 15 — эрозионные уступы низких террас; 16 — границы установленные (а), предполагаемые (б)

ренными комплексами II фазы. Флювиогляциальные отложения имеют типичный облик — это плохоокатанный и неяснослоистый валунно-галечный материал с заполнителем из дресвянистой супеси или пылеватого песка.

В долинах тех же рек района (Сторож, Адриановка, Вторая и др.) прослеживается более высокий третий надпойменный уровень, имеющий вид типичной речной террасы высотой 40—50 м. Отложения ее, изученные нами в долине ручья Ветвистого, аналогичны вышеописанным флювиогляциальным отложениям более молодых террас. Неопосредственной связи этого уровня с моренами I фазы отметить не удастся. Однако этот уровень несомненно древнее отложений ледникового комплекса II фазы, так как, во-первых, флювиогляциальные террасы последнего вложены в этот уровень и отделяются от него четким уступом, а, во-вторых, в долине р. Юбилейной наблюдается налегание на него конечных морен II фазы. В то же время этот уровень моложе ледниковых образований I фазы. Он нигде не перекрывается ее моренами в то время как они широко развиты на поверхности более древних морских террас, в которые рассматриваемый уровень вложен. Таким образом, формирование третьего надпойменного уровня в долинах рек оказывается приуроченным ко времени, разделяющему периоды формирования двух указанных ледниковых комплексов, что в сочетании с характером отложений дает возможность связывать его формирование с таянием ледников I фазы в межфазовый интервал.

Таким образом, в долинах рек выделяются два уровня флювиогляциальных террас, связанных с таянием ледников двух фаз позднеплейстоценового оледенения. Никаких других разделяющих их уровней не отмечается. Отсутствие форм рельефа или отложений, которые можно было бы связывать с межледниковьем, не позволяет нам относить два выделенных комплекса ледниковых и водноледниковых образований к самостоятельным оледенениям. Мы связываем эти комплексы, как и в других районах, с двумя этапами наступания ледников в максимальную и постмаксимальную фазы позднеплейстоценового оледенения.

На взаимоотношении морских и ледниковых форм рельефа мы остановимся в следующем разделе.

СООТНОШЕНИЕ МОРСКИХ И ЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Изучение соотношения морских и ледниковых форм рельефа проводилось, нами на побережье Камчатского залива, между устьями рек Малая Чажма — Сторож и мысом Чаячьим и р. Горбушей, а также на побережье бухты Ольги и на юге Кроноцкого полуострова. Подробно результаты этих исследований вместе с данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов изложены в статье авторов по этому району (Брайцева и др., 1966). Этот вопрос затрагивался также в работе С. И. Федоренко (1965) и в разделе о среднеплейстоценовом оледенении

настоящей работы. Поэтому сейчас мы лишь кратко остановимся на наиболее важных вопросах и некоторых дополнительных материалах о морских террасах.

В изученных районах нами было выделено несколько комплексов террасовых уровней (см. рис. 41). Морские аккумулятивные террасы I комплекса с высотами от 2 до 8—10 м прослеживаются в пределах всего побережья. Что касается террас II (25—30 м) и III (60—80 м) комплексов, то на побережье Камчатского залива развиты только речные террасы этих уровней, которые выходят к берегу и подрезаются океаном. Аналогичная картина наблюдается на побережье бухты Ольги близ устьев рек Ольги и Татьяны. Морские цокольные террасы II и III комплексов в виде узких полос отмечаются только на юге Кроноцкого полуострова. Как речные, так и морские террасы этих комплексов вполне определенно увязываются со временем таяния ледников двух фаз позднеплейстоценового оледенения.

Вопрос о генезисе и возрасте более высоких террас (120 — 140 и 200 — 300 м) значительно сложнее. Большинство предыдущих исследователей на основании геоморфологических признаков считали высокие террасовидные поверхности восточного побережья Камчатки морскими террасами (Власов, Чемяков, 1949, 1950; Власов, 1959а, б; Мокроусов, Садовский, 1961, 1964). Фауна в отложениях не была найдена. В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1961) отмечали в отложениях 100-метровой террасы побережья бухты Ольги обильную морскую диатомовую флору однако, по заключению Е. Г. Лупкиной, в приводимых списках большинство форм переотложено из тюшевской серии, на которой непосредственно залегают отложения террасы.

Отсутствие фауны в отложениях высоких террас не только Камчатки но и Сахалина и Охотского побережья вызвало у некоторых исследователей сомнения в их морском генезисе (Чемяков, 1957; Жузе, 1962). Морская фауна была обнаружена на террасе высотой 200—300 м лишь, на Курильских островах (Власов, 1959а). На Камчатке находки фауны редки даже в низких террасах. Она была найдена в отложениях 35-метровой террасы на п-ове Камчатского Мыса (Мокроусов, Садовский 1961) и в 25-метровой террасе о-ва Карагинского (Харкевич, 1941; Скиба, Хорева, 1966).

Мы считаем два уровня высоких (100—140 и 200—300 м) террас изученного участка восточного побережья морскими на основании комплекса признаков. Геоморфологические признаки вытянутость этих поверхностей вдоль океана, наличие у тылового шва четкого уступа, который невозможно объяснить ни тектоническими нарушениями, ни эрозионной деятельностью, позволяют сделать вывод, что здесь мы наблюдаем хорошо выраженные в рельефе морские террасы. Отложения высоких террас очень сходны с отложениями современного пляжа. Для обоих; характерны исключительно хорошая окатанность и сортировка

песчаного, гравийного и галечного, материала, обилие уплощенной гальки, горизонтальная и косая, реже перекрестная слоистость в песчано-гравийных отложениях, волистая или горизонтальная слоистость в суглинистых прослоях.

В песках IV террасы на высоте 140 м на побережье бухты Ольги был обнаружен комплекс морских диатомовых. Среди них преобладают прибрежные и неритические. Доминирующее положение занимают арктические и аркто-бореальные формы: *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jouse («часто»), *Tkryophyla* (Guri.) Jorg. («часто»); *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs («нередко»); *Bacterosira fragilis* Gran («нередко»); *Biddulphia aurita* (Lyngb). *Breb. et. Godey* («часто»); *Rhaphoneis amphiceros* Ehr. («часто»); *Rh. aff. amphiceros* (var. *elongata* Per.?) Ehr. («очень часто»); *Aulacodiscus (sturzii* Kjtton?) sp. («нередко»); *Chaetoceros debilis* Cl. (споры) («нередко»); *Coscinodiscus curvatulus* Janisch. («нередко»). В меньшем количестве (с оценкой «единично» — «редко») отмечены: *Thalassiosira hyalina* (Grun.) Gran, *T. exentrica* (Ehr.) Cl., *T. nordenskioldii* Cl., *Chaetoceros subsecundus* (Gran.) Hust., *Ch. furcellatus* Bail., *Biddulphia granulata* Roper, *Rhaphoneis surirella* (Ehr.) Grun., *Fragilaria oceanica* Cl. Интересная особенность рассматриваемого комплекса диатомовой флоры — полное отсутствие в его составе типичного обитателя сублиторали — *Melosira sulcata* (Ehr.) Kutz.

В отложениях V террасы в Усть-Камчатском районе С. И. Федоренко были обнаружены многочисленные раковины *Mya* sp. Все перечисленные факты позволяют считать высокие уровни морскими террасами.

Отложения морских террас перекрываются моренами обеих фаз позднеплейстоценового оледенения и являются, таким образом, более древними. С другой стороны, в Усть-Камчатском районе они сами перекрывают ледниковые отложения, вскрывающиеся в их цоколях и относимые к среднеплейстоценовому оледенению (см. рис. 41 и 48). Таким образом, на основании геолого-геоморфологических данных морские отложения можно относить к последнему, позднеплейстоценовому межледниковым.

Спорово-пыльцевые спектры из отложений IV и V террас указывают на однородный характер растительности в период их формирования и климатические условия, близкие к современным (рис. 49). Такой характер флоры не позволяет относить эти осадки к оптимуму позднеплейстоценового межледниковья, климатические условия которого в Центральной Камчатской депрессии теплее современных. Полученные результаты спорово-пыльцевых и диатомовых анализов также несопоставимы с такими для I и низов II горизонта отложений высокой террасы зал, Корфа и др., которые отнесены Е. М. Малаевой к межледниковым (Малаева и др., 1963). Спорово-пыльцевые спектры из изученных нами террас значительно ближе к спектрам из верхней части II горизонта той же корфской террасы, для времени накопления которых характерно

существенное похолодание. Это похолодание Е. М. Малаева связывает с концом межледниковья и приближением оледенения.

Сравнение полученных спектров с данным» по Камчатской депрессии показывает, что они ближе к таковым эпох похолоданий. Однако важно подчеркнуть, что холодолюбивый характер флоры последней ледниковой эпохи начал формироваться еще в конце межледниковья и характерен для целого ряда уровней высоких террас депрессии, формировавшихся до начала I фазы последнего оледенения. Аналогичное явление неоднократно подчеркивал А. П. Васьковский (1959, 1963 а, б) для Северо-Востока СССР, где учуро-киренский комплекс флоры сменился колымским комплексом задолго до наступления максимума последнего оледенения, но позже климатического оптимума межледниковья. На Чукотке спорово-пыльцевые спектры из морских межледниковых валькатленских слоев также показывают условия, близкие к современным. Учитывая все вышеизложенное, мы считаем возможным относить отложения высоких террас к концу позднеплейстоценовой межледниковой эпохи (Q₃).

Результаты диатомового анализа показывают, что в целом флору из морских отложений IV и V террас обоих изученных районов можно, охарактеризовать как умеренно холодолюбивую с большим содержанием северо-бореального элемента и преобладанием форм широкого географического диапазона, что указывает на сравнительно мягкие климатические условия во время ее существования. Четвертичная диатомовая флора дальневосточных районов СССР изучена очень слабо и для большинства из них нет сведений о составе характерных комплексов по отдельным стратиграфическим подразделениям. В связи с этим определение возраста комплексов в основном пресноводной флоры встречает значительные затруднения. Наличие в IV террасе образца с морской флорой, сопоставляющейся с позднеплейстоценовой флорой донных осадков Берингова и Охотского морей, в какой-то мере может свидетельствовать о позднеплейстоценовом возрасте этой террасы.

В итоге возрастное расположение форм рельефа и рыхлых четвертичных отложений для обоих изученных районов представляется следующим: 1 — комплекс низких (2—10 м) аккумулятивных морских террас и привязанные к ним пойменные и первые надпойменные террасы долин рек — послеледниковый (Q₄); 2 — ледниковые отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения и комплекс флювиогляциальных и вторых морских террас (25—30 м) этого возраста (Q₃); 3 — ледниковые отложения I фазы позднеплейстоценового оледенения и

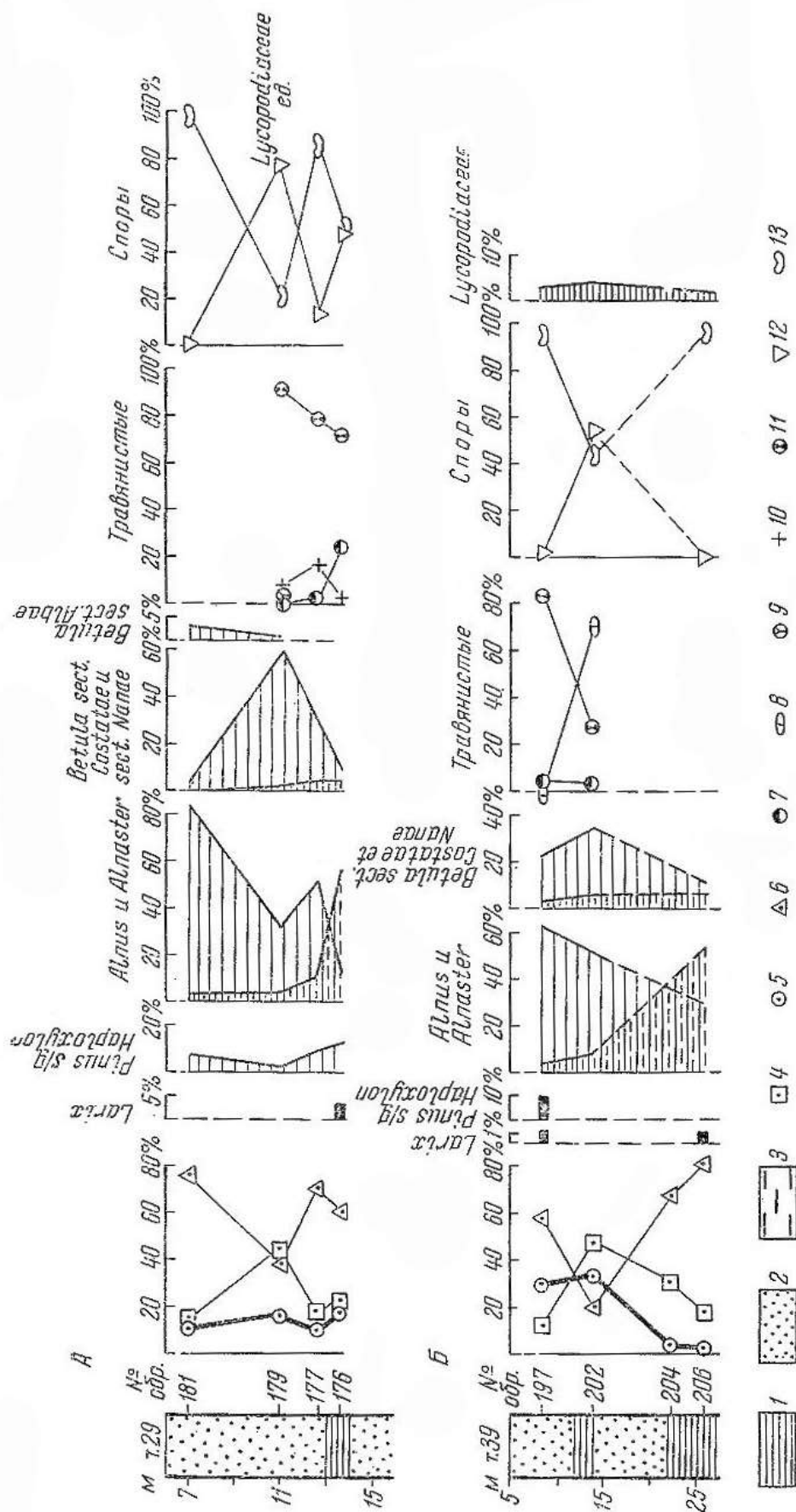


Рис. 49. Спорно-пыльцевые диаграммы отложений IV (А) и V (Б) морских террас на побережье Камчатского залива
 1—суллинки; 2—пыльца Alnaster, Betula sect. Nanae; 3—пыльца Alnaster, Betula sect. Nanae; 4—сумма пыльцы древесных и кустарниковых; 5—сумма пыльцы травянистых и кустарниковых; 6—сумма спор; 7—Gramineae; 8—Syringaceae; 9—Ericales; 10—Artemisia; 11—разнотравье; 12—Bryales; 13—Polypodiaceae

комплекс третьих морских и флювиогляциальных террас (60—80 м) этого возраста (Q_3^2); 4 — четвертая (100—140 м) и пятая (200—300 м) морские террасы, сформировавшиеся до позднеплейстоценового оледенения (Q_3^1); 5 — ледниковые и водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2) и подстилающие их лагунные, озерные и аллювиальные глинистые и песчаные осадки ($N_2—Q_1$), вскрывающиеся в цоколях высоких терас (см. рис. 41).

Сопоставление морских террас Камчатки с террасами сопредельных территорий вызывает большие затруднения. Отсутствие фауны в изученных нами террасах восточного побережья не дает возможности сравнивать их с террасами Чукотского полуострова, детально изученными О. М. Петровым (1963, 1965). Сопоставление террас только по высоте неправомерно. Ярким примером может служить тот факт, что террасы 25—30 м в Западном Приохотье и на Сахалине древнее последнего, позднеплейстоценового оледенения (Чемяков, 1957; Соловьев, 1961; Беспалый, 1964), а на Камчатке в изученном нами районе террасы той же высоты связаны со II фазой этого оледенения. Весьма значительные высоты сравнительно молодых (Q_3) террас Камчатки объясняются интенсивными восходящими движениями изученного участка ее восточного побережья, которые продолжаются и в послеледниковье. О величине поднятия только за голоцен дают представления максимальные высоты флювиогляциальных террас II фазы последнего оледенения (до 80 м в долине р. Быстрой, впадающей в Камчатский залив к северу от р. Сторож). Если величина поднятия за голоцен может достигать 30-80 м, то нет ничего удивительного, что в этой подвижной области террасы высотой 200—300 м могут быть сравнительно молодыми, позднеплейстоценовыми.

Аналогичные факты высокого залегания сравнительно молодых морских отложений отмечаются на Аляске вдоль Берегового хребта, что связывается Т. Карлстромом с интенсивными восходящими движениями этой территории (Karlstrom, 1961). Так, вдоль Берегового хребта отмечаются террасы высотой 100—200 м и даже до 500—570 м (Зубаков, 1965), причем возраст раковин из отложений 100-метровой террасы (по C^{14}) всего 8140 ± 390 лет (Heusser, 1960). В. Н. Сакс приводит данные о найденных Расселом и Мадреном на высотах от 600 до 1500 м на Результаты диатомового анализа показывают, что в целом флору из морских отложений IV и V террас обоих изученных районов можно, охарактеризовать как умеренно холодолюбивую с большим содержанием северо-бореального элемента и преобладанием форм широкого географического диапазона, что указывает на сравнительно мягкие климатические условия во время ее существования. Четвертичная диатомовая флора дальневосточных районов СССР изучена очень слабо и для большинства из них нет сведений о составе характерных комплексов по отдельным стратиграфическим подразделениям. В связи с этим определение возраста комплексов в основном пресноводной флоры встречает значительные затруднения. Наличие в IV террасе образца с

морской флорой, сопоставляющейся с позднеплейстоценовой флорой донных осадков Берингова и Охотского морей, в какой-то мере может свидетельствовать о позднеплейстоценовом возрасте этой террасы.

В итоге возрастное расположение форм рельефа и рыхлых четвертичных отложений для обоих изученных районов представляется следующим: 1 — комплекс низких (2—10 м) аккумулятивных морских террас и привязанные к ним пойменные и первые надпойменные террасы долин рек — послеледниковый (Q_4); 2 — ледниковые отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения и комплекс флювиогляциальных и вторых морских террас (25—30 м) этого возраста (Q_3); 3 — ледниковые отложения I фазы позднеплейстоценового оледенения и комплекс третьих морских и флювиогляциальных террас (60—80 м) этого возраста (Q_3^2); 4 — четвертая (100—140 м) и пятая (200—300 м) морские террасы, сформировавшиеся до позднеплейстоценового оледенения (Q_3^1); 5 — ледниковые и водноледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения (Q_2^2) и подстилающие их лагунные, озерные и аллювиальные глинистые и песчаные осадки ($N_2—Q_1$), вскрывающиеся в цоколях высоких терас (см. рис. 41).

Сопоставление морских террас Камчатки с террасами сопредельных территорий вызывает большие затруднения. Отсутствие фауны в изученных нами террасах восточного побережья не дает возможности сравнивать их с террасами Чукотского полуострова, детально изученными О. М. Петровым (1963, 1965). Сопоставление террас только по высоте неправомерно. Ярким примером может служить тот факт, что террасы 25—30 м в Западном Приохотье и на Сахалине древнее последнего, позднеплейстоценового оледенения (Чемеков, 1957; Соловьев, 1961; Беспалый, 1964), а на Камчатке в изученном нами районе террасы той же высоты связаны со II фазой этого оледенения. Весьма значительные высоты сравнительно молодых (Q_3) террас Камчатки объясняются интенсивными восходящими движениями изученного участка ее восточного побережья, которые продолжаются и в послеледниковье. О величине поднятия только за голоцен дают представления максимальные высоты флювиогляциальных террас II фазы последнего оледенения (до 80 м в долине р. Быстрой, впадающей в Камчатский залив к северу от р. Сторож). Если величина поднятия за голоцен может достигать 30-80 м, то нет ничего удивительного, что в этой подвижной области террасы высотой 200—300 м могут быть сравнительно молодыми, позднеплейстоценовыми. Аналогичные факты высокого залегания сравнительно молодых морских отложений отмечаются на Аляске вдоль Берегового хребта, что связывается Т. Карлстромом с интенсивными восходящими движениями этой территории (Karlstrom, 1961). Так, вдоль Берегового хребта отмечаются террасы высотой 100—200 м и даже до 500—570 м (Зубаков, 1965), причем возраст раковин из отложений 100-метровой террасы (по C^{14}) всего 8140 ± 390 лет (Heusser, 1960). В. Н. Сакс приводит данные о найденных

Расселом и Мадреном на высотах от 600 до 1500 м на склонах горы Святого Ильи морских отложений с фауной (Зубаков, 1965). На тесную связь высот террас с амплитудой новейших движений указывает В. Г. Беспалый (1964) для Сахалина. Здесь межледниковые террасы (25—40 м) могут изменять высоту от 15 до 100 м.

Необходимо подчеркнуть, что значительные высоты позднеплейстоценовых террас незакономерны для всей Камчатки. В других районах, где амплитуда новейших движений была меньше, чем на Кроноцком полуострове, высоты террас того же возраста могут быть намного меньше. Поэтому сопоставление высот морских террас (так же как и речных) даже в пределах самой Камчатки неправомерно. Прекрасным примером этому служат новые данные о морских террасах о-ва Карагинского (Скиба, Хорева, 1966). Здесь террасы высотой 25—30 м совершенно правильно, по нашему мнению, отнесены авторами к позднеплейстоценовому межледниковью. Состав фауны и спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о климатических условиях, близких к современному. Проведенное нами дешифрирование аэрофотоснимков показало, что 25—30-метровые террасы о-ва Карагинского древнее ледниковых образований выделяемых нами двух фаз позднеплейстоценового оледенения, причем перекрывающие ее моренные отложения I фазы, по мнению И. В. Мелекесцева, принесены с Камчатки (см. рис. 47). Таким образом, 25—30-метровые аккумулятивные террасы о-ва Карагинского по соотношению с ледниковыми комплексами и спорово-пыльцевым спектрам из их отложений хорошо сопоставляются с высокими цокольными террасами (100—140 и 200—300 м) побережья Камчатского залива и в обоих случаях датируются началом позднего плейстоцена. Это еще раз убеждает в невозможности сопоставлять террасы по высотам в пределах такой подвижной области, как Камчатка.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И СОПОСТАВЛЕНИЯ

Во всех изученных нами районах Камчатки хорошо выделяются два комплекса ледниковых и водноледниковых форм рельефа, которые связаны с двумя этапами наступания ледников во время позднеплейстоценового оледенения.

Конечноморенные образования более молодого комплекса II фазы располагаются обычно против устьев хорошо сохранившихся троговых долин либо в пределах самих горных хребтов, либо непосредственно у их подножий на прилегающих равнинных территориях. Эти конечноморенные комплексы без труда читаются на аэрофотоснимках, имеют очень четкие границы, прекрасно сохранены, у них хорошо выражен холмисто-котловинный рельеф.

В пределах конечноморенных комплексов типичных долинных ледников в ряде случаев удастся выделить крупные моренные гряды, соответствующие стадиям сокращения ледника. Местами хорошо

читаются многочисленные мелкие валы и гряды, которые своей ориентировкой подчеркивают направление движения льда. В тех случаях, когда существовали ледники с расширенным кондом или крупные ледники подножий типа Маляспина, почти всегда образуется беспорядочный холмисто-котловинный моренный рельеф, в пределах которого моренные валы и гряды отсутствуют, а имеются лишь единичные внешние валы.

Моренные отложения представлены обычно неслоистым и несортированным супесчаным, реже суглинистым материалом с большим количеством плохоокатанного, неокатанного и оглаженного материала от гравия и дресвы до глыб и валунов. В тех случаях, когда образовывались значительные массивы «мертвых» льдов в областях развития ледников подножий, в строении конечноморенных комплексов значительную роль играли водноледниковые и лимногляциальные фации.

От молодых конечноморенных комплексов начинаются флювиогляциальные равнины. В большинстве долин рек эти равнины выступают в виде твичных флювиогляциальных II или III надпоймегазык террас, которые хорошо сохранились от последующего размыва. Высоты террас могут значительно отличаться в разных долинах, что связано с различной амплитудой новейших движений (от 10—12 м в бассейне р. Плотникова, 20—26 м в верхнем течении Авачи, до 80 м в долине Быстрой на восточном побережье Камчатки). Однако эти террасы хорошо сопоставляются в долинах разных рек, независимо от высоты и порядкового номера вследствие четко прослеживающейся связи их с молодыми конечно-моренными комплексами.

В пределах тектонических депрессий — Камчатской, Быстринской, Авачинской и других — флювиогляциальные равнины имеют вид обширных, слабовыпуклых наземных дельт, наклоненных к центру депрессии. Аналогичный облик имеют флювиогляциальные равнины у подножий вулканических сооружений.

Формы рельефа и отложения более древнего комплекса I фазы с трудом читаются на аэрофотоснимках, и выделение их требует уточнения полевыми исследованиями. Ледниковые образования I фазы располагаются в долинах рек или депрессиях за границами молодых комплексов, на более низких гипсометрических отметках в пределах тех территорий, которые ледниками II фазы заведомо не покрывались.

Ледниковые образования I фазы сохранились хуже, чем отложения более молодого комплекса: они обычно сильно размывы и часто выступают в виде отдельных массивов на фоне молодой флювиогляциальной равнины. Холмисто-котловинный рельеф в пределах конечноморенных комплексов иногда выражен достаточно четко, хотя и отличается несколько большей сглаженностью по сравнению с молодыми комплексами. В областях развития донной и основной морены рельеф обычно пологоволнистый.

В тектонических депрессиях на участках, испытавших последующие опускания, ледниковые формы в большинстве случаев размыты и погребены под более молодыми отложениями. Этим и объясняется их отсутствие в пределах Быстринской депрессии, небольшое развитие в Камчатской и т. д.

На террасовидных поверхностях или склоках гор и холмов, приподнятых в пределах межгорных и предгорных впадин (бассейн р. Плотникова—Сокочская впадина, Апачинская впадина, в южной части Западнокамчатской равнины, в Елизовской депрессии и др.), а также на высоких морских террасах восточного побережья Камчатки, ледниковые отложения I фазы широко распространены. Значительные площади здесь покрыты донной и основной моренами. Конечноморенные комплексы обычно состоят из размытых моренных остандов, группирующихся в крупные дугообразные гряды.

Флювиогляциальные равнины I фазы сильно размыты и встречаются в виде отдельных обрывков. В долинах рек они выступают в виде более высоких надпойменных террас, которые в 2—2,5 раза превышают непосредственно вложенные в них флювиогляциальные террасы II фазы (30 м в долине р. Плотникова, 60—70 м в долине р. Авачи, 50—80 м в долинах рек на побережье Камчатского залива). При этом порядковый номер и высоты террас обоих комплексов могут сильно различаться в бассейнах разных рек, однако соотношение этих террас и их высот остается весьма близким.

В пределах тектонических депрессий флювиогляциальные равнины I фазы, имеют вид размытых остатков наземных дельт, сохранившихся только на тех участках, которые были втянуты в последующее поднятие (средняя часть Камчатской депрессии). Соотношения их здесь с более молодыми флювиогляциальными равнинами II фазы очень четкие: последние непосредственно в них вложены и отделяются уступами. На отдельных, продолжающих прогибаться в более позднее время участках депрессии (южная и северная части Камчатской депрессии, Быстринская депрессия, Авачинская депрессия) эти флювиогляциальные отложения размыты или погребены под более молодыми отложениями. Флювиогляциальные террасы сложены типичными песчано-галечными отложениями, в строении же флювиогляциальных равнин этого возраста в Камчатской депрессии значительную роль играют слоистые песчаные и супесчаные отложения.

Возраст комплекса фауны в отложениях, которые мы относим к флювиогляциальным I фазы, датируется поздним плейстоценом. Ледниковые образования более молодого комплекса II фазы, естественно, не древнее позднего плейстоцена. Данные спорово-пыльцевого анализа также свидетельствуют о позднеплейстоценовом возрасте этих образований.

Существенен вопрос о правомерности отнесения выделенных разновозрастных ледниковых комплексов к двум фазам одного

оледенения, а не двум самостоятельным оледенениям. Однако отсутствие разделяющих их межледниковых форм рельефа и отложений во всех изученных нами районах не позволяет выделить здесь две самостоятельные ледниковые эпохи. За промежуток между двумя этапами наступания ледников формировалась значительная часть флювиогляциальных отложений при таянии ледников I фазы, а также уступ, разделяющий флювиогляциальные равнины обоих комплексов. Поэтому мы считаем более правильным связывать выделенные ледниковые комплексы не с самостоятельными оледенениями, а с двумя этапами наступания ледников в последнюю поздне-плейстоценовую ледниковую эпоху.

Мы предполагаем называть позднеплейстоценовое оледенение начикинским, так как в районе с. Начики (верхнее течение р. Плотникова) наиболее четко выражены комплексы ледниковых образований двух фаз этого оледенения.

Описанные нами отложения двух фаз позднеплейстоценового оледенения соответствуют, по-видимому, двум ледниковым эпохам, выделенным Г. М. Власовым и Ю. Ф. Чемяковым (1949) для Северной Камчатки. Отложения, относимые нами к I фазе позднеплейстоценового оледенения, описывались К. П. Богатыревым в 1936 г., Г. М. Власовым и В. М. Цимбалом в 1940 г., В. П. Мокроусовым в 1955 г., Л. И. Лапшиным в 1963 году как более древние в южной части Западнокамчатской низменности.

Выделяемые нами два выраженных в рельефе ледниковых комплекса соответствуют, видимо, двум горизонтам морен, описанным в 1954 г. Н. Юдиным в разрезах на полуострове Камчатского Мыса, и горизонтам морен, описанным в обнажении долины р. Карымчины Ю. М. Ястремским в 1961 г.

Следует отметить, что многие исследователи для доказательства существования нескольких ледниковых эпох или фаз одного оледенения обычно приводят факты положения конечноморенных образований на разных абсолютных и относительных гипсометрических отметках. При этом рассматриваются конечноморенные комплексы разных долин в разных районах с разными областями питания показывает детальное картирование ледниковых образований, абсолютные отметки конечноморенных комплексов могут сильно различаться для ледников одного и того же этапа (табл.10,11). Без учета этого факта к разновозрастным ледниковым комплексам могут быть отнесены морены ледников одного оледенения, только спускавшихся до разных высот над уровнем моря. Именно эта ошибка наиболее распространена. Так, в последних работах П. Мокроусова и Н. Д. Садовского (1961, 1964) выделено по крайней мере три комплекса хорошо выраженных в рельефе ледниковых образований — один среднечетвертичный и два позднечетвертичных, соответствующих двум самостоятельным оледенениям. Изучение этих комплексов с широким применением

аэрофотоснимков приводит к выводу, что все эти образования очень сходны между собой по положению, сохранности и относятся к одной самой последней фазе позднеплейстоценового оледенения, выделяемой нами. Отложения нашей I фазы авторами обычно вообще не описывались, а среднеплейстоценовые отложения в разрезах депрессии не указывались. Таким образом, выделяемые нами два комплекса позднеплейстоценовых ледниковых образований и отложения среднеплейстоценового оледенения не соответствуют таковым, выделяемым В. П. Мокроусовым и Н. Д. Садовским.

Точно так же выделенные С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским отложения двух фаз оледенения в Центральной Камчатской депрессии на основании разного гипсометрического положения морен, по нашим данным, относятся к одной, последней фазе позднеплейстоценового оледенения. Более древние отложения нашей I фазы и среднеплейстоценовые ими не описывались.

Следы позднеплейстоценового оледенения отмечаются повсеместно в сопредельных с Камчаткой территориях и представлены хорошо выраженными в рельефе скульптурными и аккумулятивными ледниковыми формами. Для большинства районов выделяются две стадии или два оледенения в позднем плейстоцене. Но надо отметить, что разделяющие эти комплексы межледниковые отложения либо отсутствуют (Приморье, Корякское нагорье и др.), либо содержащиеся в них фауна, пыльца и диатомовые характеризуют климатические условия, близкие к современным (Чукотка, Северо-Восток СССР).

Полученные в последние годы данные о позднеплейстоценовых отложениях Северной Америки и Аляски также позволяют фиксировать в их пределах два крупных этапа наступания ледников в позднем плейстоцене (Karlstrom, 1961; Карлстром, 1965; Flint a. Brandtner, 1961; Dreimanis, 1959, 1960; Дрейманис, 1963; Серебряный, 1963; Флинт, 1965). Две стадии висконсина в Северной Америке, получившие название раннего Висконсина и главного (классического) висконсина, тоже разделены довольно долгим и прохладным средневисконсинским межстадиальным периодом (межстадиал сидней в Огайо, межстадиалы порт-толбот и плам-пойнт в р-ле Великих озер).

Высотное положение конечноморенных комплексов (I и II фазы) позднеплейстоценового оледенения на севере Камчатки

Реки западного склона Срединного хребта	Минимальная абсолютная высота, м		Реки западного склона Срединного хребта	Минимальная абсолютная высота, м	
	I фаза	II фаза		I фаза	II фаза
Эльвеваям	—	280	Очаваям	—	240
Шаманка	—	240—250	Палана	Ниже 40	120
Правая Лесная	—	220—230	Пятибратская	90—100	200
Гнуругуваям	—	160	Уйвзем	—	240
Левая Лесная	—	80—100	Кахтана	—	120
Лесная	Ниже ур. м.	—	Воямполка (Жиловая)	Ниже ур. м.	120
Кинкиль	20—30	—	Воямполка (Матерая)	—	160
Атвенайваям	—	210	Кутина	—	160

Примечание. На восточном склоне Срединного хребта минимальная абсолютная высота конечноморенных комплексов I и II фаз позднеплейстоценового оледенения в бассейнах рек Белая, Кичига, Паклаваям, Сиганэктап, Тымлат, Карага, Макаровка, Зимник, Дранка, Ивашка, Сановаям, Ламутская, Хайлюля — ниже уровня моря.

До последнего времени в качестве доказательства существования двух самостоятельных оледенений в позднем плейстоцене привлекались материалы о донных осадках дальневосточных морей и северо-западной, части Тихого океана. Ю. Ф. Чемяков (1957) на основании скорости осадконакопления рассчитал абсолютный возраст выделенных А. П. Жузе (1962) горизонтов Охотского моря. Эпохи похолодания (II и IV горизонты) имели соответственно возраст 22 тыс. и 63 тыс. лет, а эпохи потепления (I, III и V горизонты)—7 тыс., 40 тыс. и 99 тыс. лет назад. Таким образом, оба похолодания укладывались в рамки позднего плейстоцена и свидетельствовали о существовании двух самостоятельных позднеплейстоценовых оледенений, разделенных межледниковой эпохой.

В последние годы были получены новые данные абсолютного возраста слоев и горизонтов на основании распределения в колонках, U^{238} , Th^{232} и Th^{230} (Романкевич и др., 1964). При сравнении этих новых данных с уже имевшимися ранее обращает внимание прежде всего тот факт, что отложения III (теплого) горизонта оказались значительно древнее, чем предполагалось ранее по скорости осадконакопления. Таким образом, совсем иное решение получает вопрос о характере последнего оледенения.

Ранее на основании изучения донных отложений выделялось два самостоятельных позднеплейстоценовых оледенения, разделенных межледниковой эпохой (III горизонт), достоверные континентальные аналоги которых не были обнаружены, как совершенно справедливо отмечали Г. С. Ганешин и Ю. Ф. Чемяков (1960). Определение абсолютного возраста показало, что III горизонт разделяет не две эпохи похолодания в позднем плейстоцене, а два оледенения, относящиеся к позднему и среднему плейстоцену. Таким образом, устранено

существенное противоречие между наблюдениями в пределах материковой части и изучением донных отложений.

Все изложенное показывает, что более правильным представляется все же выделение стадий или фаз оледенения в позднем плейстоцене, а не самостоятельных оледенений. Последнее межледниковье с климатическими условиями, более теплыми, чем современные, предшествовало позднеплейстоценовой ледниковой эпохе и отделяло ее от среднеплейстоценового оледенения.

Выделенные на Камчатке две фазы позднеплейстоценового оледенения наиболее определенно сопоставляются с муниканским и селитканским оледенениями Приморья (Чемяков, 1961а), с горнодолинным и каровым оледенениями Сахалина (Соловьев, 1961), с ранним и классическим висконсином Северной Америки и с оледенениями кник и нептоун Аляски. I фаза позднеплейстоценового оледенения Камчатки соответствует, видимо, двум первым стадиям оледенения Корякского нагорья по Ю. П. Дегтяренко (1961а, б), во время которых там также широко были развиты ледники подножий. II фаза последнего оледенения Камчатки сопоставляется с III и IV стадиями Корякского нагорья, ледниковые отложения которых сосредоточиваются в долинах или у их выхода из пределов хребта. Две фазы позднеплейстоценового оледенения Камчатки соответствуют, видимо, времени накопления горизонтов II—1 и II—3 в северо-западной части Тихого океана (Романкевич и др., 1964).

Наиболее вероятные, на наш взгляд, сопоставления плейстоценовых оледенений Камчатки и сопредельных территорий даны в табл. 9. Безусловно, эти сопоставления остаются в значительной мере предположительными. Для более точных корреляций и синхронизации необходимы данные абсолютного возраста отложений.

Палинологически охарактеризованные отложения, относящиеся к оптимуму позднеплейстоценового межледниковья (Qs) отмечены в Центральной Камчатской депрессии (Куприна, Скиба, 1964; Бранцева, Мелекесцев, 1966), на северной Камчатке (Малаева, 1965) и на западной Камчатке (Гептнёр и др., 1965). Во время этого межледниковья намечаются некоторые различия в характере растительности отдельных районов полуострова. Если в Центральной Камчатской депрессии и на западной Камчатке в растительном покрове существенную роль играли помимо березняков темнохвойные еловые леса, то на северной Камчатке большое распространение получали сосновые леса. Последнее обстоятельство сближало растительность северной Камчатки с растительностью Северо-Востока СССР во время позднеплейстоценового межледниковья (Баскович, 1959).

Высотное положение кончнморенных комплексов I и II фаз

Широ- та	Западнокамчатская равнина и западный склон Срединного хребта		Восточный склон Срединного хребта и западный борт Центральной Камчатской депрессии			
	Река	Минимальная абсо- лютная высота, м		Река	Минимальная абсо- лютная высота, м	
		I фаза	II фаза		I фаза	II фаза
58° с. ш.	Мутная	—	200	Начики	Ниже ур. м.	Ниже ур. м.
	Теклеваям	—	200			
	Халгинчеваям	—	240	Ука	То же	То же
	Пирожникова	100	330			
	Вторая Рассошина	Ниже 160	240	Шишей	—	140
	Первая Рассошина	130—140	240	Кунхилок	—	260—270
	Седанка	Ниже 120	170—180	Поворотная (Юк- лы)	—	280
	Кемлеваям	—	270	Рассошина	—	300
57° с. ш.	Тигиль	150—160	340	Левая	—	150—160
	Белая	—	340	Двухъярточная	—	120
	Янга-Ягай	—	580—590	Киревна	—	100—120
	Нубаклыкч-Окат	—	540	Белая	—	220—230
	Кулкев-Окат	—	560	Половинка	—	160
	Быстрая	—	460—470	Говянка	—	320
	Носичан	—	540	Крюки	—	300
	Морошечная	Ниже 40	—	Крерук	Ниже 120	—
	Колнето	40	—	Кахтун	—	470—480
56° с. ш.	Первая Белоголовая	—	500—520	Крапивная	80—100	—
	Морошка	—	400	Быстрая	80—100	—
	Правая Рассошина	—	400	Темный Ключ	100—120	—
	Рассошина	—	480	Светлый Ключ	100—120	—
	Черпук	—	500	Первая Тополевая	—	450
	Уншиншум-Колх	—	480	Малая Романовка	—	380
	Сопочная	—	460—480	Козыревка	—	280
	Ича	—	220	Сухарики	—	330—340
	Облуковина	Ниже 40	530—540	Большая Кимитина	160	300
55° с. ш.	Крутогорова	—	400	Кирганик	250	400
	Платонич	—	480	Андриановка	220—240	500
	Квахона	—	260	Кенсол	—	430—440
	Халтун	—	460—480	Санопадь	—	480
	Хейван	—	460—480	Камчатка	—	420—440
	Колпакова	20	430			
	Большая Воровская	70—80	280			
	Средняя Воровская	—	480			
54° с. ш.	Коль	—	300	Юртинная	—	440
	Правый Киумчешек	—	360	Утудумиц	—	460
	Пымта	Ниже ур. м.	200	Лунтос	—	340—350
	Правый Кихчик	—	240	Немтик	—	300
	Мокушка	—	420	Дукук	—	270—280
	Хихку	—	520			
53° с. ш.	Большая	Ниже ур. м.	—			
	Банная	—	180			
	Карымчина	—	200			
	Опала	5—10	220			
52° с. ш.	Голыгино	Ниже ур. м.	20			
	Первая Явинская	То же	10			
	Озерная	» »	Ниже ур. м.			
	Камбальная	» »	5—10			
51° с. ш.	мыс Лопатка	Ниже ур. м.				

Таблица 11

позднеплейстоценового оледенения на средней и южной Камчатке

Западный склон Восточного хребта и восточный борт Центральной Камчатской депрессии		Восточное побережье			
Река	Минимальная абсолютная высота, м		Река	Минимальная абсолютная высота, м	
	I фаза	II фаза		I фаза	II фаза
Климентий	20—30	110—120	Уколка Ольховая	Ниже ур. м. » »	120 160
Лотон Кротон	Ниже 80 —	— 270—280			
Лотон Кумроч	— Ниже 200	340—350 340—350	Алтын Куллучная Белая Ольховая Первая Ольховая Вторая	Ниже 40 — — — —	80—100 20 40—50 50 50
Березнячишкова Ледниковая Озерная Таводок Большой Иульт	— — — — —	150—160 200 220—230 530—540 440—450	Быстрая Анриановка Сторож Четвертая Большая Чажма	— Ниже ур. м. » » » » » »	220 260 20—30 300 20—30
Ручей Узкий Ручей Широкий Ручей Духтаных Чишец Адаможец Кавыча Правая Камчатка	— — — — — — —	260 440 560 520—540 460 400 550—560	Большая Восточная оконечность Кроноцкого полуострова Козлова Богачевка Южное подножие сопки Жупановской Ручей Тундровый Четвертая	Ниже ур. м. » » » » » » — Ниже ур. м. » »	Ниже ур. м. » » 120 150—160 80—150 Ниже ур. м. » »
Ручей Беникинг Кедровка Ручей Киргуроп Собачья Исхаладыч Тумхан Ручей Вактан-Ганальский Ручей Вактан-Малкинский Поперечная	— — — — — — — — —	550 600—620 350 320—330 350 400 320 350—360 300	Первая Речка Половинка Бухта Кальгирь П-ов Шипунский Юго-Восточный сектор подножия Авачинской группы Бухта Авачинская мыс Пиратков	— — — — 40 Ниже ур. м.	240—250 20—30 Ниже ур. м. » » 200—250 Ниже ур. м.
			Правая Ходутка Шумная Вестник Уральская Варварина	Ниже ур. м. » » » » » » » »	20 20 Ниже ур. м. 10—20 0

12*

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ТИПЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Прекрасная выраженность в рельефе следов II фазы позднеплейстоценового оледенения дает возможность реконструировать площади развития ледников этого времени и наметить основные закономерности их распространения. Реконструкция ледников I фазы хотя и возможна, но вызывает значительные трудности, ибо следы этого этапа сохранились хуже и часто с трудом распознаются на эрофотоснимках.

Схема распространения ледников последнего оледенения была составлена В. Н. Олюниным (1965). Следует подчеркнуть, что им показаны границы ледников II фазы этого оледенения, ледники I фазы, по нашему мнению, на ряде участков занимали большие площади. На рис. 47 границы распространения ледников II фазы даны по В. Н. Олюнину с некоторыми изменениями, внесенными авторами в отдельных случаях. Границы ледников I фазы нанесены авторами.

На приведенной схеме хорошо видно, что во время позднеплейстоценового оледенения основными центрами питания ледников являлись горные хребты Камчатки — Срединный, Южно-Быстринский, Ганальский, Тумрок, а также вулканические плато и сооружения Восточной вулканической зоны и южной Камчатки, Ключевская группа вулканов, вулкан Шивелуч. Самостоятельными центрами оледенения были горные массивы полуостровов восточного побережья — Шипунского, Кронодкого, Камчатского.

Распространение ледников было тесно связано с климатическими и орографическими факторами. Среди климатических важнейшее значение имело распределение атмосферных осадков, причем можно полагать, что оно в позднем плейстоцене было близким к наблюдаемому ныне, хотя абсолютные показатели, естественно, могли быть несколько другими. Это подтверждается тем, что районы со значительным развитием и размерами ледников совпадают с районами современного повышенного количества атмосферных осадков. Это в первую очередь районы южной и восточной Камчатки, где ледники начинали возникать на очень небольших абсолютных высотах — 300—500 м. Значительную площадь занимали ледники и в северной части Срединного хребта, где они, по В. Н. Олюнину, начали образовываться на абсолютной высоте около 600—900 м. Гораздо меньшие размеры оледенения в южной части Срединного хребта (южнее вулкана Шивелуч) В. Н. Олюнин совершенно справедливо связывает с экранирующей ролью хребтов и вулканических сооружений восточной зоны. В этой части Срединного хребта ледники зарождались на высотах не менее 800—900 м. Еще меньшей развитие ледники получали в пределах южного окончания Срединного хребта и отрогов хребта Балаганчик. Это объясняется их небольшими высотами. Массивы с высотами 1000—1200 м занимают здесь незначительные площади. Подвижные долинные ледники существовали на их северных склонах, были невелики по размерам и оканчивались здесь же в горах на высотах

400 — 450 м над ур. моря. На остальной территории с высотами 750 — 1100 м существовали лишь неподвижные или малоподвижные леднички и снежники.

Обращает внимание почти полное отсутствие следов позднеплейстоценового оледенения (каров, трогов, моренных комплексов) в хребте Кумроч (за исключением горы Шиш). Мы связываем это с небольшими высотами хребта в плейстоцене, испытавшего поднятие только за голоцен не менее чем на 200 м. С аналогичными причинами было, видимо, связано небольшое развитие оледенения и в Валагинском хребте, который интенсивно поднимался уже в послеледниковое время.

Снеговая линия во время позднеплейстоценового оледенения в разных районах полуострова имела разную высоту и в целом также зависела от распределения атмосферных осадков. Непосредственно вблизи берега океана на восточном побережье Камчатки снеговая линия опускалась до 350—400 м (побережье Камчатского залива) и 550—600 м (на Кроноцком полуострове). Однако по мере удаления от океана высота ее очень быстро росла и уже на склонах массивов, обращенных к Центральной Камчатской депрессии, достигала 900 м.

На южной Камчатке снеговая линия была очень невысока и достигала всего 300—500 м (район Курильского озера).

Наибольшие высоты снеговая линия имела в пределах центральной и западной Камчатки (Ганальский хребет, Южно-Быстринский хребет, Начикинская котловина, южная часть Срединного хребта), где она в целом не опускалась ниже 700—800 м. Некоторое понижение снеговой линии до 600—700 м наблюдается на севере Камчатки в северной части Срединного хребта. Сравнение высоты современной и позднеплейстоценовой снеговой линии показывает, что ее депрессия составляла около 800 м для северной части Срединного хребта, около 900—1000 м в Восточном хребте, около 1000—1200 м на южной Камчатке.

Во время II фазы позднеплейстоценового оледенения ледники в большинстве случаев не выходили за пределы горных сооружений или оканчивались непосредственно у их подножий. Центральная Камчатская депрессия и Западнокамчатская низменность были свободны от льда. Камчатская депрессия заполнялась льдом только в самой узкой южной своей части на водоразделе рек Камчатки и Быстрой. Лишь в ряде случаев ледники, сползавшие с гор на прилегающие равнины, образовывали расширенные концы (западное подножие Срединного хребта, восточное его подножие в пределах Быстринской депрессии и др.).

Однако в ряде районов во время последней фазы оледенения существовали и довольно крупные ледники подножий. Такие ледники типа Маляспина формировались главным образом у подножия большинства крупных стратовулканов Камчатки (Ключевская группа, Шивелуч, Кроноцкий, Авачкнекая группа и др.)

¹ Высота снеговой линии определялась «методом вершин», предложенным Парчем (Щукин, 1960).

Питание ледников на древних (Q_1 — Q_2), расчлененных к началу оледенения вулканах осуществлялось из каров и цирков (вулканы Тумрок, Шмидта, Ааг и др.). На более молодых (Q_3) сооружениях, сохранивших первичный вулканический рельеф, лед одевал склоны сплошным покровом и расползался на примыкающие территории (вулканы Авачинский, Шивелуч и др.).

Местами ледники типа Маляспина образовывались и у подножия горных хребтов, где долинные ледники, выходявшие из близкорасположенных трогов на прилегающие относительно пониженные территории, сливались между собой, образуя покровы — у северо-западного подножия Южно-Быстринского хребта (долина р. Корякской), у подножия хребта Тумрок в депрессии верхнего течения реки Левая Щапина, на Удинском долу, у подножия хребта Кумроч (гора Шиш). Областью значительного развития ледников подножий является восточный склон северной части Срединного хребта. Спускавшиеся с гор ледники покрывали прибрежную равнину от Анапкинского залива на севере до р. Озерной и на юге и опускались в океан. Таким образом, ледники подножий образовывались и в самую последнюю фазу оледенения, на что указывали еще Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков (1949). Поэтому нельзя, как это делают многие исследователи, считать образования таких ледников специфической особенностью более древнего, среднеплейстоценового, оледенения и рассматривать их как показатель значительных масштабов последнего.

На горных массивах восточных полуостровов — Шипунского, Кроноцкого, а также на восточном побережье южной Камчатки (южнее Авачинской бухты) ледники по троговым долинам во II фазу позднеплейстоценового оледенения спускались прямо в океан. Это объясняется положением центров оледенения непосредственно вблизи побережья.

Абсолютные высоты концов ледников II фазы изменялись в значительных пределах от 0 и ниже до 700 м. Такие колебания высот зависели прежде всего от различной мощности ледников, а также от абсолютных отметок равнинных территорий, в пределы которых они выходили.

Длина ледников II фазы обычно составляла 20—30 км. На севере Срединного хребта многие ледники имели длину 50—70 км. В отдельных случаях длина ледников II фазы достигала 80—400 км (долины рек Ичи, Озерной, Уки, переметный ледник в долинах рек Кавычи илевой Авачи).

В I фазу позднеплейстоценового оледенения ледники занимали значительно большие площади (см. рис. 47). Широкое распространение в пределах относительно опущенных территорий предгорных и межгорных депрессий получили ледниковые покровы, связанные с существованием крупных ледников подножий. Так, значительная часть территории бассейна верхнего течения р. Плотникова (район с. Начики) с высотами 300—500 м над уровнем моря была покрыта льдом (см. рис. 46).

Ледники, спускавшиеся по долинам Банной, Шиковой и Карымчины, образовывали единый огромный язык, спускавшийся по долине р. Плотникова и Большой до берега Охотского моря. Длина этого ледника, истоки которого находились в хребтах Балаганчик и Халзан, достигала 120—130 км, т. е. почти в два раза превышала длину располагавшихся здесь же ледников II фазы. Такие же крупные ледники спускались до берега моря по долинам рек Опалы, Удочки. В нижнем течении этих рек ледники сливались между собой, образуя огромный ледник типа Маляспина, покрывавший Западнокамчатскую низменность. Анализ аэрофотоснимков и материалов предыдущих исследований позволяет утверждать, что значительная часть Западнокамчатской низменности и в средней части в I фазу перекрывалась ледниками.

Ледники южной части Западнокамчатской низменности питались из ледниковых и фирновых шапок, образовавшихся на вулканических плато и слабонаклоненных сооружениях, выдававшихся за границу снеговой линии, которая была здесь очень невысока (400—500 м). В I фазу позднеплейстоценового оледенения происходило смыкание ледниковых покровов областей питания и областей аккумуляции, вследствие чего значительная часть южной Камчатки оказалась покрытой льдом. Оледенение приближалось к покровному. На восточном побережье ледники I фазы были также весьма значительных размеров. В районе Камчатского залива они перекрывали высокие морские террасы и спускались в океан.

Судя по размерам ледников II фазы в пределах Быстринской и южной части Камчатской депрессии, можно предполагать, что эти их участки в I фазу заполнялись льдом. Средняя и северная части Камчатской депрессии даже в I фазу ледниками полностью не перекрывались. Ледники выходили из троговых долин в пределы самой депрессии, образуя расширенные концы. Последние, возможно, сливались между собой, образуя ледники подножий, располагавшиеся по периферии депрессии.

Говоря о характере позднеплейстоценового оледенения Камчатки, мы считаем более правильным рассматривать, как указывает Ю. Ф. Чемяков (1961а, б), не столько типы ледников, сколько типы гляциальных ландшафтов или типы древнего оледенения. Последние же определяются в значительной мере геоморфологическим фактором и зависят от типа рельефа, на котором они формируются.

В пределах Камчатки можно выделить следующие типы древнего оледенения для позднеплейстоценовой ледниковой эпохи.

Горно-долинное оледенение резко расчлененных среднегорных и высокогорных массивов характерно для хребтов Срединного, Валагинского, Ганальского, Южно-Быстринского, Тумрок, восточных полуостровов и др. Наиболее распространенные типы ледников этих районов — каровые и долинные (простые, сложные и древовидные). Иногда по периферии горных сооружений у их подножия существовали ледники типа Маляспина, достигавшие особенно значительных размеров в

период I фазы. Наличие ледниковых покровов, связанных с развитием ледников подножий, вовсе не свидетельствует о существовании в это время покровного оледенения. Большинство ледников питалось из типичных каров и цирков, так что в целом оледенение оставалось горно-долинным.

Ледники образовывались в пределах горных хребтов на высотах более 900—1000 м. На более низких массивах, выдававшихся, однако, за границу снеговой линии, формировались малоподвижные леднички и снежники. Мощность ледников колебалась в пределах от 50 до 500 м, но в среднем составляла 200—300 м. Лишь в отдельных случаях при слиянии нескольких крупных ледников мощность льда достигала 500—600 м.

Покровное оледенение было характерно для районов широкого развития вулканических плато главным образом на южной Камчатке, несколько меньше в восточной вулканической зоне и местами в северной части Срединного хребта. На вулканических плато, выдававшихся за пределы снеговой линии, формировались ледники норвежского типа. Они представляли собой ледяные шапки, из которых брали начало несколько ледников, опускавшихся по долинам рек. Классическим районом значительного развития покровов такого рода являлась южная Камчатка. На восточной Камчатке они существовали в северной части хребта Железнодорожного, местами в вулканическом узле хребта Гамчен и других местах. Однако здесь ледники норвежского типа занимали меньшие площади по сравнению с долинными ледниками.

Подобные покровы, служившие областями питания, надо отличать от ледниковых покровов, возникавших на некоторых участках плато, которые перекрывались транзитными ледниками. Так, в вулканическом узле хребта Гамчен ледники питались из каров и цирков, расположенных в пределах вулканических сооружений, спускаясь из которых они перекрывали прилегающие участки плато, а затем стекали в долины. На месте таких «транзитных» покровов в пределах плато на аэрофотоснимках ясно читаются следы интенсивной ледниковой экзарации, в то время как в областях питания проявлялась в основном консервирующая роль льда.

С ледниковыми шапками областей питания не надо путать покровы льда, образовавшиеся в областях аккумуляции на вулканических плато у подножия горных сооружений. Эти участки ледников подножий располагались ниже снеговой границы и в их пределах на аэрофотоснимках ясно виден аккумулятивный моренный рельеф.

Характер, близкий к покровному, оледенение приобретало местами на приподнятых выровненных поверхностях, выдающихся за пределы снеговой линии, например на месте расчленяющейся высокой (700 м) террасы на севере Кровошного полуострова, где снеговая линия была очень невысока (300—400 м). На выровненных денудационных поверхностях норвежские ледники не были распространены, так как последние сохранились главным образом в пределах низкотеррасных

массивов, которые во время последнего оледенения располагались ниже снеговой линии.

Оледенение вулканических сооружений сочетало черты горно-долинного и покровного, но имело целый ряд специфических особенностей. Характернейшая особенность оледенения вулканов — широкое развитие ледников подножий и ледников с расширенным концом. Питание этих ледников было различным, что зависело от рельефа вулканов.

На древних потухших вулканах (Q_1 — Q_2), уже достаточно расчлененных эрозией к началу позднеплейстоценового оледенения, ледники питались из типичных каров и цирков, и в этом случае оледенение в целом оставалось горно-долинным (вулканы Шиш, Тумрок, Николка, Шмидта, Ааг, Арик и др.).

На действующих или недавно потухших вулканах (Q_3), сохранивших первичный вулканический рельеф, образовались ледяные шапки или ледяные пояса, питавшие ледники подножий. Местами лед одевал слабо расчлененные склоны вулканов оплошным покровом, расползавшимся и на прилегающие участки подножия, в этом случае оледенение было близко к покровному. Такие крупные центры оледенения были приурочены к Ключевской и Авачинской группам вулканов, вулканам Кроноцкий, Жупановский, Шивелуч и др. Ледники подножий очень часто по площади превосходили питавшие их вулканические сооружения (Ключевская, Авачинская труппы вулканов, Кроноцкий вулкан и др.).

На невысоких разрушенных вулканах формировались небольшие каровые или долинные ледники, не выходившие за пределы вулканических сооружений.

Таким образом, сложность рельефа Камчатки обусловила и сочетание разных типов оледенения — от типичного торно-долинного на высокогорных и среднегорных массивах, сильно расчлененных к началу оледенения, до покровного в районах развития приподнятых выровненных, поверхностей (главным образом вулканических плато), выдававшихся за пределы снеговой линии.

СОВРЕМЕННОЕ И ГОЛОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В связи с обилием осадков и большими абсолютными высотами горных сооружений Камчатка — одна из крупнейших в СССР областей современного оледенения. Общая площадь современных ледников, по П. А. Иванькову (1958) — 866 км², по В. Н. Виноградову (1965а, б) — 871,1 км², а по данным В. Н. Олюнина (1966) — 487,5 км². Большая разница в подсчете площади современных ледников объясняется тем, что В. Н. Олюнин отделил потоки льда от снежных полей, тающих почти ежегодно, и исключил «каменные ледники». По данным В. Н. Виноградова, насчитывается 414 ледников. Размеры отдельных ледников очень сильно варьируют: их площадь колеблется от 0,1 до 5—10 км², длина — от 150—

200 м до 19,6 км (ледник Бильченюк в Ключевской группе вулканов), ширина — от нескольких десятков метров до 1—1,5 км. Однако преобладают малые ледники, площадь которых не превышает 0,5 — 1 км². Подавляющее большинство ледников приурочено к наиболее высоким вулканическим сооружениям. Крупнейший район современного оледенения — массив Алней-Чашаконджа и др. К значительным центрам современного оледенения относятся также отдельно стоящие вулканы: Шивелуч, Ичинский, Шиш, Жупановский и др.

Характерные особенности и морфологические типы современных ледников молодых вулканических районов описаны в специальной статье (Виноградов, Мелекесцев, 1966), где выделяются следующие типы ледников: 1) ледяные шапки и пояса, приуроченные к наиболее высоким и наиболее активным вулканам; 2) кратерные ледники; 3) кальдерные ледники; 4) ледники атрио; 5) ледники барранкосов; 6) звездообразные ледники; 7) ледники взрывных и обвальных цирков на склонах вулканов; 8) каровые ледники, приуроченные к карам позднечетвертичного оледенения на разрушенных вулканах; 9) атрио-долинные ледники (область питания в крупных атрио кальдер, а область абляции приурочена к склонам соммы вулкана); 10) кальдерно-долинные ледники (область аккумуляции в кальдере, область абляции на склонах вулкана); 11) переметные ледники.

Районы современного оледенения вне районов четвертичной вулканической деятельности менее многочисленны. К наиболее значительным из них относятся Кроноцкий полуостров и междуречье Средней илевой Авачи, участки Восточного хребта в бассейнах Адриановки, Сторожа, Большой Чажмы.

Высоты снеговой линии (фирновой линии на ледниках), по В. Н. Виноградову, следующие.

Срединный хребет		Восточный хребет	
Западный склон	Высота, м		Высота, м
р. Палана	1400—1500	гора Шиш	1700—1800
р. Воямполка Матерая	1300—1400	р. Адриановка	1500
р-н горы Острой	1510	р. Сторож	1300—1500
		р. Большая Чажма	700—800
<i>Восточный склон</i>		Кроноцкий полуостров	650—700
р. Русаковка	1200	Ключевская группа вулканов	2600—2800
р. Хайлюля	1300	вулкан Жупановский	2100—2200
р. Начики	1400	вулкан Авачинский	2100
р. Ука	1400	район междуречья Левой и	
р. Озерная	1400	Средней Авачи	1500—1600
р. Еловка	1350		
р. Белая	1700	<i>Южная Камчатка</i>	
		вулкан Камбальный	1560
		вулкан Кошелева	1400
		вулкан Мутновский	1700

При рассмотрении этих данных обращают внимание две особенности: 1) очень небольшие высоты снеговой линии в ряде районов восточного побережья Камчатки и сравнительно низкое ее положение на южной Камчатке; 2) значительно большая высота снеговой линии на

вулканических сооружениях по сравнению с расчлененными горными массивами.

Первая особенность четко связана с закономерностями распределения осадков. В настоящее время прежде всего бросается в глаза резко повышенное количество годовых осадков, получаемых южной и восточной Камчаткой (1000—1200 мм), по сравнению со Срединным хребтом (800 мм на юге, 600 мм на севере) и особенно с Западнокамчатской равниной (600—600 мм) и Центральной Камчатской депрессией (400 мм). Подобная закономерность обусловлена своеобразием циклонической деятельности. В холодное время года циклоны смещаются из Японии через юг Камчатки главным образом на северо-северо-восток вдоль восточного побережья и обуславливают возрастание годового количества атмосферных осадков на юге и востоке полуострова прежде всего за счет обильных зимних снегопадов. Неравномерность в распределении осадков, связанная с особенностями циклонической деятельности, еще усугубляется влиянием орографии. Положение основных орфографических элементов параллельно берегу Тихого океана, т. е. вкрест направлению влажных ветров, позволяет горным массивам восточных полуостровов и достаточно высоким вулканическим сооружениям Восточной вулканической зоны, Ключевской группы вулканов и Шивелуча перехватывать значительную часть осадков, поступающих с океана. Они играют, таким образом, экранирующую роль по отношению к расположенным западнее областям. Этим и объясняется такая небольшая высота снеговой линии непосредственно вблизи побережья Тихого океана (Кроноцкий полуостров, бассейны рек Большой Чажмы, Сторожа, Адриановки, междуречьелевой и Средней Авачи). Обилие осадков на южной Камчатке объясняет и тот парадокс, что здесь на вулканических сооружениях снеговая линия располагается ниже, чем на вулканах средней и северной Камчатки, и близка к снеговой линии на расчлененных массивах севера Срединного хребта.

Различие высот снеговой линии в близких районах на горных массивах и на вулканических сооружениях совершенно (правильно, на наш взгляд, было объяснено Г. К. Тушинским (1963)). На расчлененных горных массивах мы имеем дело с орографической снеговой линией. Здесь в карах происходит концентрация Снега за счет лавин и метелевого переноса в таких количествах, что он не может растаять даже ниже «уровня 365». Климатическая же снеговая линия располагается значительно выше. Это (подтверждается тем, что горизонтальные поверхности вулканических плато на этих и больших высотах лишены постоянных снежных покровов. Оледенение же высоких вулканических массивов возникает как результат их взаимодействия с хиносферой и отражает положение скорее климатической снеговой границы. Более того, лавины и метелевый перенос снега со слаборасчлененных склонов вулканов вызывают убыль снега и также способствуют более высокому положению снеговой линии. Такое различие в высотах снеговой линии на

вулканах и расчлененных горных массивах в одном и том же районе необходимо учитывать при объяснении закономерностей развития оледенения. Тем более аномальной выглядит сравнительно небольшая высота снеговой линии на вулканах южной Камчатки. Объяснением этому может служить только обилие осадков, получаемых этим районом.

Ниже концов современных ледников располагаются два четких моренных комплекса с очень свежим обликом рельефа. Один из этих комплексов находится непосредственно у краев ледников, а другой отстоит от них на некотором расстоянии (от нескольких сот метров до 2—3 км).

Ближний к ледникам моренный комплекс незадернован и незалесен. Холмы в пределах конечных морен сложены неслоистым и несортированным грубообломочным материалом. Наблюдения в вулканических районах показали, что часть холмов имеет внутри ледяное ядро, погребенное под толщей моренных отложений. Видна четкая связь конечных и береговых морен, тянущихся вдоль краев ледников. Береговые морены выражены в виде узких (ширина по основанию несколько десятков метров) и высоких (до 15—20 м) гряд с острым или слабоуплощенным гребнем. Длина валов береговых морен у наиболее крупных современных ледников до 4—5 км.

Флювиогляциальными отложениями современных ледников и ледников, оставивших описываемые морены, сложены пойменные уровни в долинах ледниковых рек.

Учитывая приведенные факты, а также по аналогии с другими горными районами СССР, мы связываем рассматриваемые моренные комплексы с последним крупным продвижением ледников в середине XIX в.

Расположенные ниже по течению морены второго комплекса сохранились столь же хорошо и в большинстве случаев практически не изменены последующими процессами. Однако в отличие от морен последнего наступают ледников они облекаются сверху маломощным почвенно-пирокластическим чехлом, задернованы, а местами покрыты ольховым или кедровым стлаником.

В Ключевской группе вулканов начинающиеся от них флювиогляциальные равнины связаны с низкими надпойменными террасами Камчатки, сформировавшимися во второй половине голоцена. Применение тефрохронологического метода позволило приблизительно определить возраст одного из таких флювиогляциальных уровней, привязанного к первой надпойменной террасе Камчатки в ее нижнем течении (район пос. Ключи). Отложения последнего перекрываются почвенно-пирокластическим чехлом, в котором имеется несколько датированных радиоуглеродным методом маркирующих тепловых прослоев. Возраст самого нижнего из этих прослоев, по данным И. И. Гущенко (1965), около 1000 лет, причем в данном почвенно-пирокластическом чехле отсутствует горизонт пепла с возрастом около 1700 лет, наблюдающийся с почвенно-пирокластических чехлах,

облекающих более древние толщи. Таким образом, когда отлагался 1700-летний слой пепла, терраса находилась в стадии формирования. Из этого следует, что террасе более 1000 лет, но меньше 1700 лет. Учитывая скорость накопления нирокластического материала, можно подсчитать, что терраса образовалась не более чем 1400—1500 лет назад.

Близкий возраст (около 2000 лет) получен тем же способом для морен рассматриваемого комплекса в пределах Ключевской (Мелекесцев, 1965) и Авачинской групп вулканов. Описываемые моренные комплексы характеризуют максимальное продвижение голоценовых ледников, поскольку между ними и моренами II фазы позднеплейстоценового оледенения отсутствуют какие-либо промежуточные ледниковые образования.

Следовательно, максимум голоценового оледенения был намного позже окончания позднеплейстоценового оледенения (10 000—11 000 лет назад) на Дальнем Востоке СССР. Поэтому ледниковые и водноледниковые формы рельефа мы связываем с ухудшением климата, наступившем после климатического оптимума голоцена, который окончился на Северо-Востоке СССР и в других областях земного шара около 4500 лет назад, т. е. относим их к так называемой «малой ледниковой эпохе». Эти представления хорошо согласуются с данными споровопыльцевого анализа из голоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии, которые фиксируют некоторое похолодание климата (по сравнению с современным) после климатического оптимума.

В настоящее время имеется довольно большое количество данных об ухудшении климата после конца климатического оптимума голоцена и связанных с ним наступаниях ледников в высоких и средних широтах и в других районах Северного полушария. Так, по многочисленным материалам, основанным на летописях и старых картах, в Скандинавии и Исландии примерно с 500 г. до н. э. по 200 г. до н. э. были ледниковые максимумы (Флинт, 1963). А. В. Шнитников (1953) отмечает, что VII—V вв. до н. э. известны в Европе резкой сменой климата в сторону его сильного ухудшения. Херд С. Уиллет (1958) говорит о холодном и влажном климате с 500 г. до н. э. по 100 г. н. э.; на архипелаге Земли Франца Иосифа, по данным М. Г. Гросвальда (1963), после теплого времени было две стадии наступания ледников — стадия Седова (2,5 тыс. лет назад) и стадия Виктории (менее тысячи лет назад).

Весьма интересен вопрос о времени возникновения современных и голоценовых ледников и о соотношении их с позднеплейстоценовым оледенением. В своих работах Е. В. Максимов (1965, 1966) связывает конечные морены толоценовых ледников со стадияльными сокращениями вюрмских, утверждая по существу, что они являются реликтами позднеплейстоценового оледенения. Для Камчатки эта точка зрения представляется нам малообоснованной по следующим причинам.

Во-первых, значительная часть современных ледников приурочена к позднеголоценовым вулканическим формам рельефа: склонам конусов,

кратерам, кальдерам действующих вулканов. Находящиеся здесь ледники периодически (через десятки — первые сотни лет) уничтожаются мощными извержениями. Поэтому они являются исключительно молодыми образованиями, которые ни в коей мере нельзя относить к реликтам позднеплейстоценового оледенения. Во-вторых, между конечноморенными комплексами II фазы позднеплейстоценового оледенения к моренами максимальной стадии голоцена отсутствуют какие-либо промежуточные ледниковые и водноледниковые формы рельефа. Между позднеплейстоценовыми и голоценовыми образованиями существует большой возрастной разрыв: соответственно 8—10 тыс. лет и 1,5—2,5 тыс. лет (по данным тефрохронологического метода с использованием абсолютных датировок по методу C^{14}).

В настоящее время, более холодное по сравнению с климатическим оптимумом голоцена, подавляющее большинство современных ледников деградирует, причем многие из них даже на грани полного уничтожения. Естественно предположить, что в течение климатического оптимума, оледенение было еще меньше, чем теперь. Не исключено, что ледники существовали лишь на самых высоких вулканах Камчатки, причем эти ледники были меньше ледников эпохи после климатического оптимума.

На Камчатке за редким исключением отсутствуют кары, сформированные голоценовыми ледниками. Последние занимают отдельные участки прекрасно сохранившихся каров позднеплейстоценового оледенения. Поэтому вычисление, депрессии снеговой линии для голоценовых ледников по карам, как это делает Е. В. Максимов (1965, 1966), нереально. Особенно это касается северного склона Ключевского вулканического массива, где нет не только голоценовых, но даже позднеплейстоценовых каров и цирков.

Учитывая приведенные соображения, следует считать голоценовые и современные ледники самостоятельными образованиями, возникшими уже после климатического оптимума голоцена, а не реликтами более древнего позднеплейстоценового оледенения. Соотношение максимальной стадии голоценового оледенения с современными ледниками хорошо видно на междуречье Средней илевой Авачи (рис. 50). Здесь насчитывается 10 современных ледников площадью от 0,1 до 0,4 км². Общая площадь современного оледенения составляет здесь 2—2,1 км².

¹ Выделение следов IV и V стадий оледенения Е. В. Максимовым сделано ошибочно, поскольку скульптурных ледниковых ферм на вулкане Хангар вообще нет, а морены относятся к максимальной стадии голоценового оледенения, более молодого возраста, чем указанные стадии.

Во время последнего наступания ледников в XIX в. число ледников достигало 51, а их общая площадь равнялась 18,5—19 км². Площадь отдельных ледников колебалась от 0,1 до 2,5 км². В момент максимального продвижения суммарная площадь голоценовых ледников равнялась 65—70 км².

Однако даже во время наибольшего развития площадь голоценовых ледников была по крайней мере в 13—15 раз меньше площади ледников II фазы позднеплейстоценового оледенения. Заметно отличался также тип голоценовых и позднеплейстоценовых ледников: в голоцене здесь существовали каровые и короткие долинные ледники, в позднем плейстоцене доминировали долинные ледники с расширенными концами, в некоторых местах имелись также ледники подножий.

Морены голоценовых ледников существуют и вне районов современного оледенения. Они наблюдаются, например, на Ганальском, Южно-Быстринском, Валагинском хребтах. Причем в пределах наиболее возвышенных (1500 м и более) участков одновременно встречаются моренные комплексы XIX в. и максимальной стадии продвижения голоценовых ледников. В горных узлах с меньшими абсолютными отметками (1300—1600 м) имеются в основном морены максимальной стадии. Однако господствующий тип ледников во всех этих районах — каровый. Реже встречаются небольшие долинные ледники. Скульптурные формы голоценового оледенения, как правило, не развиты. Голоценовые ледники приурочены к отдельным участкам обширных каров и цирков позднеплейстоценового оледенения и за их пределы почти не выходят.

В сопредельных с Камчаткой территориях многие исследователи также считают современные ледники не реликтами позднеплейстоценового оледенения, а более поздними образованиями, возникшими после климатического оптимума во время так называемой

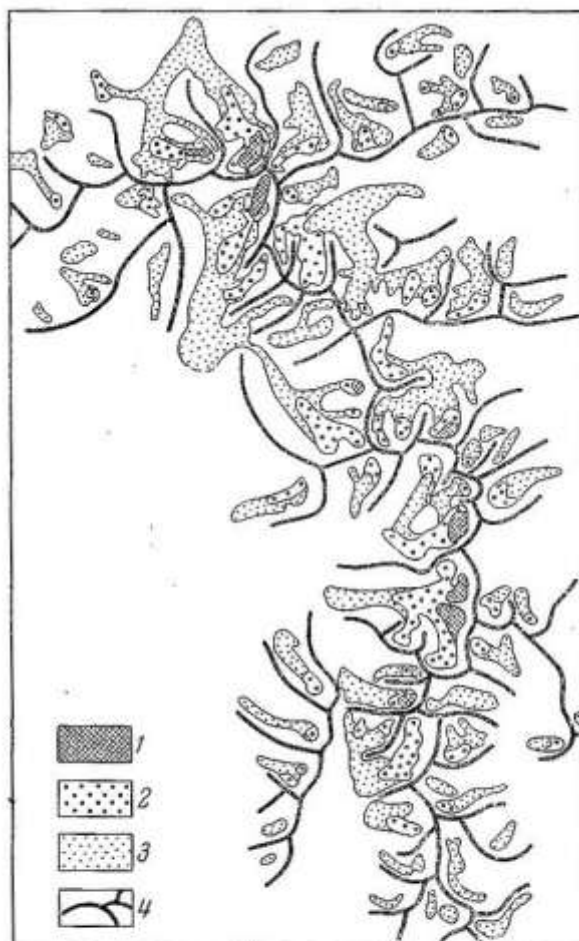


Рис. 50. Схема соотношения современных ледников и ледников голоценового оледенения (междуречье Средней и Левой Авачи)

1 — современные ледники; 2 — морены последнего наступания голоценовых ледников (середина XIX в.); 3 — морены максимальной стадии продвижения голоценовых ледников; 4 — водоразделы

малой ледниковой эпохи, причем на Аляске (Карлстром, 1965), на Корякском нагорье (Дегтяренко, 1961а, б), на хребте Черского (Онищенко, 1965), как и на Камчатке, отмечаются следы максимального распространения современных ледников, часто продвигавшихся от своего настоящего положения на расстояние нескольких километров. Кроме того, в карах позднеплейстоценового оледенения имеются совершенно свежие морены, свидетельствующие о существовании здесь в недавнем прошлом ледников. Все это дало возможность выделять в перечисленных районах каровое голоценовое оледенение. Наиболее точно принадлежность рассматриваемого оледенения к голоцену устанавливается на Аляске на основании определения возраста по C^{14} (Голдуэйт, 1963).

Следует отметить, что на Сахалине и в Приморье современное оледенение отсутствует, а следы карового оледенения датируются как поздневерхнечетвертичные (Соловьев, 1961). Такое решение вопроса, когда следы карового оледенения в одних случаях относятся к голоценовой ледниковой эпохе (Камчатка, Аляска, хребет Черского, Корякское нагорье), а в других (Сахалин, Приморье) — к позднечетвертичной, на наш взгляд, вполне закономерно. В голоцене при похолодании климата после климатического оптимума наиболее благоприятными для возникновения ледников оказались области, расположенные, с одной стороны, в высоких широтах (Северо-Восток СССР, Чукотка) и с другой стороны, находящиеся несколько южнее, но получающие значительное количество осадков (Аляска, Камчатка, Корякское нагорье). В последних районах в настоящее время снеговая линия лежит относительно невысоко (800 м на Кроноцком полуострове Камчатки и на тихоокеанском побережье Аляски, 1200—1300 м во внутренних районах Камчатки и Корякского нагорья). Даже небольшое похолодание, приведшее к снижению снеговой линии, вызвало в недавнем прошлом развитие оледенения в сравнительно широком масштабе на массивах с высотами около 1500—2000 м.

Таблица 12

Характер четвертичных оледенений Камчатки, Корякского нагорья, Дальнего Востока СССР и Аляски

Ледниковые эпохи	Камчатка, Корякское нагорье, Аляска	Приморье, Сахалин
«Малая ледниковая эпоха»	Каровое и горно-долинное оледенения небольшого масштаба	
II фаза позднеплейстоценового оледенения	Горно-долинное, часто с развитием ледников подножий	Каровое и небольшое горно-долинное
I фаза позднеплейстоценового оледенения	Горно-долинное, реже покровное с широким развитием предгорных ледников	Горно-долинное

В областях, расположенных еще южнее (на Сахалине, в Приморье), снеговая линия сейчас располагается выше горных хребтов — более 2000 м. Похолодание в середине голоцена здесь, по-видимому, не вызвало

снижения снеговой линии настолько, чтобы она «коснулась» вершин и возникло оледенение.

Таким образом, похолодание климата в голоцене не во всех случаях вызывало возникновение оледенения. Отсюда следует, что нельзя механически сопоставлять оледенения сопредельных территорий только по их количеству, масштабам или характеру. Так, первому, горно-долинному (I фаза) позднеплейстоценовому оледенению Приморья, Сахалина соответствует оледенение Аляски, Камчатки и Корякского нагорья с широким развитием предгорных ледников. Второму, каровому (II фаза) позднеплейстоценовому оледенению Сахалина и Приморья соответствует горно-долинное оледенение Камчатки, Аляски и Корякского нагорья с меньшим развитием ледников подножий. Продвижение ледников во время малой ледниковой эпохи фиксируется на Камчатке, Аляске, Корякском нагорье, хребте Черского. На Сахалине и в Приморье следы голоценового оледенения не отмечаются. Таким образом, физико-географические условия регионов накладывают четкий отпечаток на количество ледниковых эпох и характер оледенений (табл. 12).

Необходимо отметить, что типы оледенения в таблице «усредненные», ибо далее для одной ледниковой эпохи на Камчатке можно выделить все типы оледенения — от покровного до карового.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение четвертичных оледенений и климатических колебаний на Камчатке дает возможность отметить некоторые общие закономерности развития природных условий полуострова в четвертичное время.

1. Природные условия Камчатки в течение четвертичного периода испытывали направленно-ритмичные изменения.

2. Ритмичные изменения заключались в чередовании эпох потеплений и похолоданий климата и вызванной изменениями климата смене растительного покрова. Последняя выразилась в расширении в теплые эпохи площадей темнохвойных лесов и появлении на Камчатке чуждых ей в настоящее время элементов флоры. В эпохи похолоданий происходило сокращение площадей, занятых лесными ценозами, за счет развития болотных, луговых и тундровых травянисто-кустарничковых ассоциаций.

Ритмичные изменения климатических условий в средне- и позднеплейстоценовое время отразились в смене ледниковых и межледниковых эпох. На Камчатке намечаются три крупных этапа наступания ледников, совпадающие с эпохами похолоданий: один — в среднем плейстоцене и два — в позднем. Небольшое продвижение современных ледников связано с некоторым похолоданием после климатического оптимума голоцена. Раннеплейстоценовое оледенение не

получило значительного развития, несмотря на весьма неблагоприятные условия второй половины раннего плейстоцена.

3. Направленность изменений (природных условий выразилась в постепенном обеднении растительного покрова, из состава которого выпадали (или резко сократили площади своего развития) тепло- и влаголюбивые элементы (широколиственные, пихта, сосна, ель). В то же время наметилось увеличение роли более холодостойких элементов (лиственницы, березы, травянистых и кустарниковых ассоциаций).

4. Наличие направленно-ритмичных изменений природных условий дает возможность применять климатостратиграфический критерий для расчленения четвертичных отложений, что показано на примере Центральной Камчатской депрессии.

5. Общие закономерности развития природы в четвертичном периоде имели на Камчатке ряд местных особенностей, связанных с особенностями ее географического положения, характера рельефа и тектонического развития.

а) Четвертичное оледенение Камчатки возникало как результат взаимодействия климатического и тектонического факторов. Особенностью проявления новейших тектонических движений на Камчатке явилось не уменьшение их интенсивности во второй половине четвертичного периода, а, напротив, возрастание амплитуды поднятий горных сооружений начиная со среднего плейстоцена. В отличие от других горных районов СССР, на Камчатке сравнительно небольшая высота горных хребтов в раннем плейстоцене не способствовала в это время широкому развитию оледенения. По мере поднятия гор создавались благоприятные условия для возникновения и развития ледников, вследствие чего более молодые (позднеплейстоценовые) ледники, видимо, могли превосходить более древние (среднеплейстоценовые).

б) Большие масштабы древнего оледенения Камчатки по сравнению с сопредельными районами обусловлены как положением полуострова в условиях морского климата с обилием осадков, так и влиянием орографического фактора — широким развитием выровненных поверхностей вулканических плато и нерасчлененных вулканических сооружений.

в) Сложность рельефа Камчатки определила сочетание разных типов оледенения для одной ледниковой эпохи — от карового и горно-долинного до покровного.

6. Рельефообразующая роль древнего оледенения на Камчатке была исключительно велика, что связано с его значительными размерами. Древнее оледенение явилось одним из экзогенных рельефообразующих факторов, во многом определивших облик как высокогорных и среднегорных массивов, подвергшихся оледенению, так и относительно опущенных равнинных территорий, послуживших ареной накопления ледниковых и водноледниковых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развитая рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М., изд-во «Наука», 1964.
- Баскович Р. А. Спорново-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР — Труды совещ. по стратигр. Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.—Труды комис. по изуч. четверг, периода, т. 13. М., 1957.
- Беспалый В. Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах о. Сахалина и Курильской островной дуги.— Докл. по геоморф, и палеогеогр. Дальнего Востока, вып. 1. Л., 1964.
- Биркенгоф А. Л. Краткий очерк лесов центральной части полуострова Камчатки.— Камчатский сб.,-I. М.—Л. Изд- во АН СССР, 1940.
- Богатырев К. П. О колебаниях береговой линии западного берега полуострова Камчатки.— Пробл. физ. геогр., сб. IX. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Богданович К. И. Очерк деятельности Охотоко-Колымокой горной экспедиции 1895—1898 гг.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 35. СПб., 1899.
- Богданович К. И. Предисловие к книге К. И. Тгошова «По западному берегу Камчатки».— Зап. Руоск. геогр. об-ва по общей геогр., т. 37, № 2. СПб., 1906.
- Бойченко И. Г. Рельеф дна Карагинского залива.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 50. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Брайцёва О. А. Некоторые особенности последнего оледенения Камчатки.— В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. 3. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное книжное изд-во, 1965.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупйкина Е. Г., Мелекесцев И. В. Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований.— В кн. Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука», 1966.
- Брайцева О. А., Краевая Т. С., Лупикина Е. Г. О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке.— В кн. Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука», 1966.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки. В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. 4. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное книжное изд-во, 1966а.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Четвертичные отложения Центральной Камчатской депрессии и Их значение для расчленения молодых вулканогенных пород Камчатки. В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука», 1966б.

- Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии.— Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. 26, вып. 2. М., издание МОИП, 1951.
- Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР.— Ж. «Колыма», 1955, № 10.
- Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн.: Ледниковый период на территории СССР. Изд-во МГУ, 1959.
- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений Крайнего Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгортехиздат, 1963а.
- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений Северо-Востока Азии.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, Магаданское книжное изд-во, 1963б.
- Васьковский А. П.- Среднечетвертичный лось на Камчатке — Ж. «Колыма», 1966, № 1.
- Виноградов В. Н. Ледники Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1965а.
- Виноградов В. Н. Об изучении современного оледенения Камчатки. В кн.: Материалы по гляциолог, обследован., хронол. обсуждения, вып. 11. М., Изд-во ВИНТИ, 1965б.
- Виноградов В. Н., Мелекесцев И. В. Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки.— В кн.: Материалы гляциол. послед., вып. 12. М., ВИНТИ, 1966.
- Власов Г. М. Четвертичные оледенения северных Курильских островов.— Геогр. сборник Геогр. об-ва. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Материалы по четверг. геол. и геоморф. СССР. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 2, 1959а.
- Власов Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов.— Материалы II геоморф, совещ. М., 1959б.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Четвертичные оледенения Камчатки, — В кн.: Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск, Дальневосточное кн. изд-во, 1949.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки и его геоморфо-логическое районирование.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1950, т. 82, вып. 3. .
- Волчанская И. К. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Ганешии Г. С. О проявлении послеледникового климатического оптимума в районе Охотского моря (по данным спорово-пыльцевого анализа).

Четвертичная геология и геоморфология СССР.— Инф. Сб. ВСЕГЕИ, № 29. Л., 1960.

Ганешин Г. С., Чемяков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. М., 1960.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.

Гептнер А. Р. О возрасте эрмановских и энемтенских отложений Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, №5.

Гептнер А. Р., Лупикина Е. Г., Скиба Л. А. Раннеантропогенные отложения Западной Камчатки.— Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, 1966, № 31. .

Гептнер А. Р., Скиба Л. А., Лупикина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки.— В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., изд-во «Наука», 1965.

Голдуэйт Р. П. Возраст малой ледниковой эпохи в заливе Глейтер, Аляска.— Труды XXI сессии Междунар. Геол. конгр., вып. 1, ИЛ, 1963.

Головенкина Н. И. Материалы к изучению диатомовых водорослей из неогеновых континентальных отложений Камчатки и района г. Магадана.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан. Магаданское книжное изд-во, 1964.

Горецкий Г. И. О перигляционной формации.— Бюлл. комис. по изуч. четв. периода, 1958, № 22.

Гопкине Д. И. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске.— Труды НИИГА, т. 143, .1965.

Гросвальд М. Г. Древние береговые линии Земли Франца Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов.— Сб.: Гляциологические исследования, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гущенко И. И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., изд-во «Наука», 1965.

Двали М. Ф. Геологическое пересечение Срединного Камчатского хребта через Красную сопку.— Труды НГРИ, серия А, вып. 122. Л.— М., ГОНТИ, 1939.

Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки.— Труды ВНИГРИ, вып. 169, 1955.

Дегтяренко Ю. П. Древнее оледенение Корякской горной системы. Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, новая серия, т. 64, 1961а.

Дегтяренко Ю. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточной части Корякской горной системы.— Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов. Оха, 1959. М., 1961б.

- Дреймание А. Доклассический висконсин в восточной части области Великих Озер, Северная Америка.— Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1, ИЛ, 1963.
- Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский район.— (Труды НИГРИ, серия А, выш. 83. Л.— М., 1936.
- Елагин И. Н. Заросли ольхового стланика на Камчатке.— В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Елагин И. Н. Эколого-фенологическая характеристика каменно-березовых лесов Центральной Камчатской депрессии.— В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Жузе А. П., Коренева Е. В. К палеогеографии Охотского моря.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 2.
- Зубаков В. А. Ледниковая история Аляски в свете проблем геохронологии плейстоцена.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 3.
- Иваньков П. А. Оледенение Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 2.
- Кабанов Н. Е. Типы лиственных лесов Камчатки. В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Карлстром Т. Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата.— Труды НИИГА, т. 143, 1965.
- Карташов И. П. Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., изд-во «Наука», 1966.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. О четвертичных отложениях бассейна р. Эльги и некоторых общих вопросах стратиграфии четвертичной системы в «районе верховьев рек Индигирки и Колымы.— В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964.
- Кожемяка Н. Н. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука», 1966.
- Козлова О. Г., Гептнер А. Р. Новые данные о флоре диатомовых водорослей из четвертичных отложений Западной Камчатки (долина р. Тигиля).— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 2.
- Комаров В. Л. Краткий очерк о работах ботанического отдела Камчатской экспедиции Рябушинского в 1909 году.— Отчет Геогр; об-ва за 1909. СПб., 1910.
- Комаров В. Л. Два года на Камчатке.— Землеведение, кн. 1—2, 1911.
- Комаров В. Л. Ботанический очерк Камчатки. Камчатский сборник 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Комаров В. Л. Флора полуострова Камчатки.— Избр. соч., т. VII. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1951а.

- Комаров В. Л. Флора полуострова Камчатки.— Избр. соч., т. VIII. М.— Л., Изд-во АН СССР; 19516.
- Конради С. А. Предварительный отчет о ходе работ его партии за 1909—1910 гг.— Отчет Русск. геогр. об-ва за 1909—10 гг. СПб., 1911.
- Конради С. А., Келль Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1925, т. 57, вып. 1.
- Костенко Н. П. О специальном геоморфологическом картировании кайнозойских тектонических впадин.— Докл. АН СССР, 1953, т. 88, № 1.
- Костенко Н. П. Неотектоника наземных дельт.— Докл. АН СССР, новая серия, 1954, т. 99, № 4.
- Краевая Т. С. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской группы вулканов.— В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. 2. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное книжное изд-во, 1904.
- Куприна Н. П. Стратиграфия четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 1.
- Куприна Н. П., Скиба Л. А. Новые данные о флоре и растительности синих глин Центральной Камчатской депрессии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.
- Куприна Н. П., Скиба Л. А. К палеогеографии верхнеплейстоценового межледниковья Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 8.
- Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт.— Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, 1957, № 21.
- Кшев С. Л., Ливеровский Ю. А. Основные моменты эволюции физико-географических условий Центральной Камчатской депрессии в четвертичный период.— Докл. АН СССР, новая серия, 1938, т. 19, вып. 8.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 32. М., 1940.
- Лаврушин Ю. А., Девирц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока.— Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, 1963, № 28.
- Лапшин Л. И. О древнем оледенении Камчатки.— В сб.: Вопросы географии Камчатки, № 1. Петропавловск-Камчатский, Книжная ред. «Камчатской правды», 1963.
- Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений бассейна ручья Промежуточного (система р. Индигирки).— Труды Сев.-Вост. комплексн. научно-исслед. ин-та, вып. 3. Магадан, 1963.
- Лупкина Е. Г. К характеристике диатомовой флоры Тигильского района Западной Камчатки, — Тезисы докладов I Всесоюзного палеоальгологического совещания в Новосибирске, 1965.
- Максимов Е. В. Единый характер сокращения вюрмских ледников в горах Средней Азии, Восточной Сибири и Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 3. ,

- Максимов Е. В. Абсолютная хронология стадий сокращения горных ледников.— Сов. геол., 1966, № 3.
- Малаева Е. М. Верхнеплиоценовые-плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Малаева Е. М., Алешинская З. В., Петров О. М. Четвертичные отложения залива Корфа (Камчатка) и время их накопления.— Вестн. МГУ, серия геогр., 1965, № 3.
- Малеев Е. Ф. Характерные признаки некоторых грубообломочных вулканогенных фаций.— В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Маренина Т. Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки.— В сб.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. 17. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Маренина Т. Ю., Сирин А. Н., Тимербаева К. М. Корякский вулкан на Камчатке.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. 22. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Гричук М. П. Основные закономерности развития природы СССР в течение четвертичного периода.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. (Ледниковый период — антропогенный период), т. I. М., Изд-во МГУ, 1965а.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. (Ледниковый период — антропогенный период), т. II. М., Изд-во МГУ, 1965б.
- Мелекесцев И. В. К вопросу о строении долины Камчатки — В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 1. Петропавловск-Камчатский Книжная ред. «Камчатской правды», 1963.
- Мелекесцев И. В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы.— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., изд-во «Наука», 1965.
- Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке.— В сб.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. М., изд-во «Наука», 1967.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке.— В кн.: Современный вулканизм. Труды Второго Всес. вулканол. совещания, т. I. М., изд-во «Наука», 1966.
- Меннер В. В., Куликова В. Н. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки. В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных

стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959; М., 1961.

Меняйлов А. А.; Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. 9. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Меняйлов А. А., Набоко С. И. Потухшие вулканы Верхне-Еловского района на Камчатке.— Труды Камчатск. вулк. станции АН СССР, вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Мерклин Р. Л., Петров О. М., Гопкинс Д. М., Мак-Нейл Ф. С. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски.— Язв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.

Мерклин Р. Л., Петров О. М., Гопкинс Д. М., Мак-Нейл Ф. С. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски.— Труды НИИГА, т. 143. Л.— М., Изд-во Главсевморпути, 1965.-

Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки.— В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, Издво Нефтяной горно-топливной Промышленности, 1959; М., 1961.

Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., изд-во «Недра», 1964.

Морозов А. И. Маршрутное пересечение Валагинского хребта по реке Кавыче.— Труды Камч. компл. эксп. 1936— 1937 гг. СОПС АН СССР, серия камчатская, вып. 1, 1940.

Нейштадт М. И. О некоторых вопросах, возникающих в связи с изучением торфяников Камчатки.— Бюлл. МОИГП отд. биол., т. 45, вып. 2, 1936.

Нейштадт М. И., Гуделис В. К. Проблемы голоцена — В кн. Вопросы голоцена. Сб. статей к VI междунар. коигр. ННКВА в Варшаве. Вильнюс, 1961.

Нейштадт М. И. Датировка голоценовых отложений радиоуглеродным методом и данными спор-пыльцевого анализа,— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол. т. XXI, № 4, 1946.

Обручев В. А. Признаки оледенения, в Северной и Центральной Азии.— Бюлл. четверт. комис. АН СССР, 1931, № 3.

Олюнин В. Н. О генетических типах четвертичных отложений Бурятской АССР.— Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. III. М., Издво. АН СССР, 1961.

- Олюнин В. Н. Выделение типов и подтипов рельефа на карте средних и мелких масштабов в Бурятской АССР и Читинской области.— В сб.: Геоморфологическое картирование. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Олюнин В. Н. Некоторые вопросы геоморфологии Камчатки, связанные с геоморфологическим районированием.— В сб.: Природные условия и районирование Камчатской области. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Олюнин В. Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.
- Олюнин В. Н. Современное и «историческое» оледенения Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1966, № 3.
- Онищенко Б. А. Новые данные к проблеме четвертичного оледенения Северо-Востока СССР (на примере горной системы Черского).— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука», 1965.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной части Чукотского полуострова.— Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, 1963, № 2.
- Петров О. М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде.— Труды НИИГА., т. 143, 1965.
- Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налычевы на Камчатке.— Труды Камч. компл. эксп. СОПС АН СССР 1936—1937 гг., вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки.— Труды Камч. вулк. станц. АН СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 годах и в прошлом — Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. II. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Попов В. И. Фадиальное развитие осадков горных склонов и подгорных равнин.— Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Романкевич Е. А. Четвертичные глубоководные отложения северо-западной части Тихого океана и их значение для палеогеографии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 6.
- Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— В сб.: Геология дна океанов и морей. Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия, докл. совет. геологов, пробл. 16. М., изд-во «Наука», 1964.
- Ротман В. К. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4.
- Ротман В. К. История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время. Автореф. канд. дисс. Л., 1963.
- Рухина Е. Р. Литология моренных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.

- Святловский А. Е. О применении геоморфологии при исследовании вулканических областей.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, № 8. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Святловский А. Е. Южно-Быстринский хребет на Камчатке.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1956а.
- Святловский А. Е. История новейшего вулканизма и образования рельефа в районе вулкана Бакенинг.— Труды Лаб. вулк. АН СССР, вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1956б.
- Святловский А. Е. О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки.— Бюлл. вулк. станц. на Камчатке, 1957, № 26.
- Серебряный Л. Р. Вопросы абсолютной геохронологии последней ледниковой эпохи.— В сб.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1963.
- Серебряный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. М., изд-во «Наука», 1965.
- Скиба Л. А., Хорева И. М. О верхне-плейстоценовых и голоценовых отложениях острова Карагинского.— Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, 1966, № 32.
- Соболев И. Д. Южно-Быстринский хребет на Камчатке. (Геолого-петрографический очерк).— Труды Камч. компл. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 1, 1940.
- Соловьев В. В. Геоморфологическое строение острова Сахалина.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 3. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 42, 1961.
- Соловьев В. В. Проблема четвертичного оледенения Сихотэ-Алиня и Сахалина.— Докл. по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока, вып. 1. Л., 1964.
- Соловьев В. В., Зданская Г. Г. Стратиграфия голоцена Южного Приморья и Сахалина (по данным споровопыльцевого анализа).— Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 52. Л., Госгеолтехиздат, 1962.
- Стариков Г. Ф., Дьяконов П. Н. Леса полуострова Камчатки. М.— Л., Гослесбумиздат, 1952.
- Турков В. Г., Шамшин В. А. Пихта на Камчатке.— В сб.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза.— М., Географгиз, 1963.
- Уиллет Х. С. Циркуляция атмосферы и океана как фактор изменения климата в ледниковые и межледниковые периоды.— В сб.: Изменение климата. М., ИЛ, 1958.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Баскина В. А., Дудыкина А. С. Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., изд-во «Наука», 1965.
- Фадеев П. И. Пески СССР, ч. I. М., Изд-во МГУ, 1951.

- Федоренко С. И. Морская терраса Восточного побережья Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 4.
- Флинт Р. Ф. Ледники, и палеогеография плейстоцена.— М., ИЛ, 1963.
- Флинт Р. Ф. Характеристика висконсинского яруса плейстоцена Центральной части Северной Америки.— Труды НИИГА, т. 143, 1965.
- Харкевич Д. С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках.— Труды Камч. компл. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк острова Карагинского.— Труды Камч. компл. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 3. Изд-во АН СССР, 1941.
- Чемеков Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1957, т. 89, вып. 3.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичные оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР,— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.
- Чемеков Ю. Ф. Древние оледенения Дальнего Востока.— Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 3.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 42. Л., 1961а.
- Чемеков Ю. Ф. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— В кн. Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 64. Л., Госгеолиздат, 1961б.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичные отложения и основные фазы развития растительности Дальнего Востока СССР.— Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 4. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, т. 65. М., Госгеолиздат, 1961в.
- Шандер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований.— Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, 1948, № 13.
- Шандер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований.— В кн. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 135, серия геол., № 55. М., 1951.
- Щербаков А. В. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. Камч. компл. эксп. АН СССР 1934—1935 гг.— Труды СОПС АН СССР, серия Камчатская, вып. 5. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Щербаков А. В. Маршрутные геологические исследования в Срединном хребте.— Труды Камч. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Щербаков А. В. Геологические исследования по маршруту с. Кирганик — с. Халактырка.— Труды Камч. компл. эксп. АН СССР 1936—1937 гг., вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1941. .

Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования.— Труды ВНИИ, т. 1, геол., вып. 66. Магадан, 1961.

Шнитников А. В. Единство изменчивости океанических трансгрессий, движения земной коры Фенноскандии и горного оледенения Евразии в послевюрмскую эпоху,— Докл. АН СССР, 1953, т. 92, № 5.

Щукин И. С. Общая геоморфология, т. I. М., Изд-во МГУ, 1960.

Эрлих Э. Н. Об общей эволюции четвертичного вулканизма в средней части Срединного хребта Камчатки.— Изв. АН' СССР, серия геол., 1960, вып. 2.

Bogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka.— Petermanns Mitteilungen, 1904.

Dreimanis A. Proposed local stratigraphy of the Wisconsin glacial stage in the area south of London, South-western Ontario.— Contribution Dept. Geol., Univ., West. Ontario, 1959, vol. 25.

Dreimanis A. Pre-classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes Region, North America.— «Chronology and climatology of Quarternary». Copenhagen, 1960a.

Dreimanis A. The Early Wisconsin in the eastern Great Lakes Region, North America.— Abhandlungen Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse Bergbau, Hiitten-wesen und Montan-geologie, 1960b, N 1.

Flint R. F. and Brandtner T. Climatic changes since the last interglacial.— Amer. Journ. Sci., 1961, vol. 259, N 5.

Heusser C. J. Late-Pleistocene environments of Noth Pacific North America. Amer. Geogr. Soc. Special publ, N 35,. New York, 1960.

Hopkins D. M., Macnell F. S., Merklin R. L., Petrov O. M. Quaternary correlations across Bering strait.— Science, 1965, vol. 147, No. 3662;

Karlstrom Thor. N. V. Tentative correlation of Alaskan glacial sequences.— Science, 1957, vol. 125, N 3237.

Karlstrom Thor. N. V. The glacial history of Alaska its bearing on paleoclimatic theory.— Annals New York. Acad. Sci.? 1961, vol. 95, N 1.