

Морфоструктура внутреннего хребта в настоящее время наиболее сложная в пределах Курильской островной гряды. В большой мере это является следствием специфики развития рельефа отдельных районов хребта в течение новейшего геоморфологического периода. По условиям

265

рельефообразования резко отличались северо-западный склон хребта, с одной стороны, вершинная часть и юго-восточный склон — с другой. В итоге северо-западный склон характеризуется сейчас преобладанием вулканического рельефа, а вершинная часть хребта и юго-восточный склон — вулканогенно-денудационно-тектонического и денудационно-тектонического. С вулканическими образованиями северо-западного склона тесно связаны отдельные вулканы и вулканические массивы юго-восточной окраины Южно-Охотской глубоководной впадины. В свою очередь заметные отличия в развитии рельефа наблюдались и в пределах более мелких участков — блоков. Каждый из таких блоков имеет четкие естественные границы и характеризуются своими особенностями вулканизма, соотношением вулканических и невулканических форм рельефа, высотой дочетвертичного фундамента и так далее. Выделяются блоки Парамуширский, Онекотанский, Симуширский, Урупский, Итурупский и Кунаширский. Таким образом, имеет место не только поперечная, но и продольная зональность в развитии рельефа внутреннего хребта.

Парамуширский блок

Парамуширский блок является северным отрезком курильской части Курило-Камчатского хребта. На северо-востоке и юго-западе он ограничен соответственно Первым и Четвертым Курильскими проливами. Северо-западное подножье хребта доходит до оси северной части Южно-Охотской глубоководной котловины, юго-восточное подножье ограничивается Курило-Камчатским глубоководным желобом. Общая протяженность этого участка в направлении с юго-запада на северо-восток около 150—160 км, а ширина колеблется от 250 до 270 км. Характерна резкая асимметрия склонов хребта: наибольшая относительная высота северо-западного склона в северной части блока не превышает 1000 м, а юго-восточного достигает 8200 м; в южной части блока эти высоты равны соответственно 3800—3400 и 9800—10 000 м. В пределах Парамуширского блока участки внутреннего и внешнего хребтов морфологически не выражены (см. рис. 81). Для привершинной части хребта характерны отчетливая выровненность и террасированность склонов. При этом прекрасно выражены как надводные, так и подводные террасы и террасовидные ступени. Наиболее высокие участки хребта поднимаются над уровнем моря в виде крупных о-вов Парамушир и Шумшу, а также мелких островов и отдельных скал (о-ва Птичьи, Чаячьи и др.).

Остров Парамушир — один из самых крупных и высоких о-вов Большой Курильской гряды. Его площадь составляет около 2053 км², а абсолютная высота достигает 1816 м (вершина вулкана Чикурачки). В настоящее время для острова в целом характерен горный рельеф денудационно-тектонического, вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического происхождения. В моделировке рельефа исключительно широкое участие принимали и принимают сейчас морская абразия и аккумуляция, деятельность постоянных и временных водотоков, ледниковая деятельность, сеймотектонические обвалы и оползни, эоловые процессы, различного рода склоновые процессы.

Остров Шумшу имеет площадь около 388 км², а его наибольшая высота не превышает 190 м. Он характеризуется рельефом денудационно-тектонического происхождения. Поверхность острова образована серией морских террас разного строения и высоты, прорезанных густой сетью долин мелких речек и ручьев. В прибрежной полосе широко распространены эоловые формы рельефа. Вулканические проявления четвертичного возраста отсутствуют.

К Парамуширскому блоку пространственно тяготеют острова-вул-

каны Алайд и Ширинки, расположенные в пределах северной, суженной и несколько поднятой части Южно-Охотской глубоководной впадины.

Особое значение для восстановления основных моментов новейшего периода истории развития рельефа Парамуширского блока имеют широко распространенные здесь морские террасы, а также следы четвертичных оледенений. Это обусловлено тем, что морские террасы являются здесь главными возрастными реперами, помогающими датировать четвертичные вулканогенные образования, установить время проявления и скорость новейших тектонических движений. Ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа и отложения имеют важное значение для датировки и возрастной корреляции вулканических проявлений.

На существование морских террас в этом районе указывали Г. В. Корсунская (1953, 1958), Г. М. Власов (1959), Ю. Ф. Чемяков (1961), В. Ф. Канаев (1960), В. И. Федорченко и В. Н. Шилов (1966), А. П. Кулаков (1964, 1965, 1970) и другие исследователи. Однако по большей части сведения о террасах ограничивались данными об их высоте, распространении, реже — краткой характеристикой отложений. Данных о возрасте террас почти не имелось, корреляция террас, за редким исключением, отсутствовала.

Проведенные И. В. Мелекесцевым в 1967—1971 гг. специальные геоморфологические исследования, сопровождавшиеся массовым дешифрированием аэрофотоснимков, позволили собрать новый фактический материал, заставивший в значительной мере пересмотреть существовавшие прежде представления о распространении, высотах и времени формирования морских террас. Возраст террасовых отложений определялся при помощи спорово-пыльцевого и диатомового анализа, а также радиоуглеродного метода. Производилась корреляция террас со следами верхнечетвертичного оледенения. Высота террас, как и на Камчатке, определялась только на основе замеров абсолютных отметок их тылового шва.

Было установлено, что Парамуширский блок очень близок по высотам террас к Юго-Восточной Камчатке. Так же, как и там, здесь выделяется: 1) современный пляж; 2) комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 3—3,5 м; 3) абразионно-аккумулятивная и абразионная 14—16-метровая терраса; 4) абразионно-аккумулятивная 30-метровая терраса; 5) комплекс абразионно-аккумулятивных и абразионных террас высотой 55—65 м; 6) абразионно-аккумулятивная и абразионная 100—120-метровая терраса; 7) абразионная, реже абразионно-аккумулятивная 160—170-метровая терраса; 8) абразионная и абразионно-аккумулятивная 200—220-метровая терраса; 9) абразионная 280—300-метровая терраса; 10) плохо сохранившиеся фрагменты террас высотой от 350 до 500 м.

Среди аккумулятивных форм наибольшим распространением пользуются террасы высотой 1, 1,5—2 и 3—3,5 м. В районе устья р. Фусса (о. Парамушир) удалось установить, что 1-метровая терраса сформировалась около 1400—1500 лет назад. Абсолютный возраст террасы был определен благодаря радиоуглеродной датировке лагунных и болотных осадков, перекрывающих пляжевые валунно-галечные отложения последней (рис. 83). Наиболее вероятно, эта терраса была затоплена во время последнего небольшого подъема уровня моря, имевшего место около 1500 лет назад, когда уровень моря был на 1—1,5 м выше современного (Oshima, 1971).

Во второй половине голоцена были сформированы и более высокие аккумулятивные уровни. На это указывают небольшая (до 25—30 см) мощность почвенно-пирокластического чехла на поверхности террасы и данные спорово-пыльцевого и диатомового анализа, которые свидетельствуют об их формировании в условиях, практически не отличающихся от современных. Наиболее вероятно, что они возникли в начале

повсеместно отмечаемой на побережье Тихого океана регрессии моря около 4—4,5 тыс. лет назад.

В пределах Парамуширского блока несомненно голоценовый возраст имеет также и 14—16-метровая абразионно-аккумулятивная и абразионная терраса, поскольку она моложе морен и флювиогляциальных равнин II фазы верхнеплейстоценового оледенения на о. Парамушир. Эта терраса имеется в районе м. Васильева и бухты Крашенинникова на Парамушире, на северном побережье п-ова Чибуйного и м. Курбатова на Шумшу. Рассчитанный возраст почвенно-пирокластического чехла привязанной к ней (см. рис. 83) террасы р. Аленушкиной — около 7000 лет. Поэтому наиболее вероятно, что 14—16-метровая

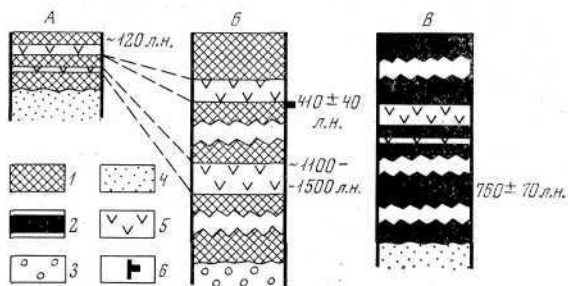


Рис. 83. Схема строения низких террас о-ва Парамушир

1 — почвенно-пирокластический чехол, 2 — торф, 3 — аллювиальные отложения, 4 — морские отложения, 5 — горизонты тefры; 6 — места взятия образцов на абс. возраст. А и Б — разрезы почвенно-пирокластических чехлов 5—6 и 14—16-метровой морских террас западного побережья, В — строение торфяника, перекрывающего 1-метровую морскую террасу

терраса сформировалась во время трансгрессии термического оптимума голоцена около 7—7,5 тыс. лет назад, когда уровень моря был примерно на 3 м выше современного (Sing, 1971).

30-метровая терраса о-вов Парамушир и Шумшу древнее перекрывающих ее морен II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Она характеризуется здесь небольшой шириной (десятки — первые сотни метров), однако прекрасно выражена в рельефе и широко развита на обоих островах. От более низких и более высоких террас она отделена четкими абразионными уступами. На поверхности террасы имеется, как правило, только единичная хорошо и среднеокатанная галька, в более редких случаях встречаются маломощные (1—3 м) горизонты рыхлых валунно-галечных и галечных отложений, похожих на аналогичные образования современных пляжей. Непосредственно на цоколе из третичных пород или на отложениях террасы лежит почвенно-пирокластический чехол, мощность которого не превышает на о. Парамушир 0,6—1 м.

Комплекс слабо различающихся по высоте 55—65-метровых абразионно-аккумулятивных и абразионных террас также прекрасно выражен на обоих островах. Почти повсеместно на поверхности этих террас имеется толща галечников и валунно-галечных отложений пляжевого типа. В отдельных случаях террасовые отложения представлены галечно-песчаными и песчаными осадками. Террасовые отложения облекаются довольно мощным (1,5—2 м) почвенно-пирокластическим чехлом. Ширина террасового комплекса колеблется от нескольких сот метров до 2—3 км.

Е. Г. Лупкиной в песчано-галечных отложениях одного из террасовых уровней в долине среднего течения р. Фусса обнаружен автохтонный комплекс диатомей олиготрофного типа. Для него характерен богатый систематический состав диатомей (около 50 форм из 22 родов) и высокая их численность. Доминантными видами здесь являются северобореальные *Melosira italica* var. *valida* (Grim) Hust.—5, *Cymbella* aff. *cistula* (Nemp.) Gran.—4, *Epithemia zebra* var. *saxonica* (Kutz.) Grim.—4. Им сопутствует большой ряд субдоминантных форм широкого географического распространения внутри бореальной зоны. Аркти-

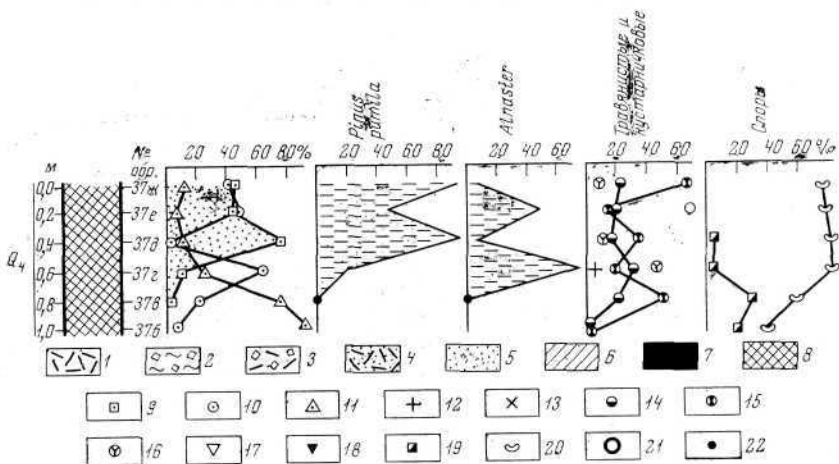


Рис. 84. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений о. Парамушир

1 — пемзовый туф; 2 — лахаровые отложения; 3 — взрывные отложения; 4 — пемзовый песок; 5 — песок; 6 — суглинок; 7 — торф; 8 — почва; 9 — сумма пыльцы древесно-кустарниковой группы; 10 — сумма пыльцы травянистых и кустарничковых; 11 — сумма спор; 12 — *Artemisia*; 13 — *Chenopodiaceae*; 14 — *Gramineae*; 15 — *Compositae*; 16 — *Ericaceae*; 17 — *Bryales*; 18 — *Sphagnales*; 19 — *Lycopodiaceae*; 20 — *Polypodiaceae*; 21 — *Equisetum*; 22 — Содержание пыльцы до 2%

ческие виды отсутствуют, не обнаружены и южнобореальные. Сопоставление рассмотренного комплекса с современным составом пресноводных диатомей Парамушира позволяет считать палеоклиматические условия формирования, несомненно, близкими к современным.

Спорово-пыльцевая диаграмма почвенно-пирокластического чехла, облагающего поверхность террас, неоднородна (рис. 84). В нижней части доминируют споры папоротников и пыльца травянистых растений. Выше по разрезу появляется и достигает максимума пыльца кустарников. За время формирования почвенного чехла произошло изменение климатических условий от неблагоприятных относительно сухих к более благоприятным и влажным. Можно предполагать, что почвенный горизонт начал формироваться в эпоху II фазы верхнеплейстоценового оледенения и продолжал расти в голоцене.

Учитывая приведенные данные, а также коррелируя 30-метровую и комплекс 55—65-метровых морских террас с одновысотными террасовыми уровнями юго-восточной Камчатки, можно предполагать, что они сформировались во время верхнеплейстоценового межстадиала.

Более высокие и древние 10—120, 160—170 и 201—220-метровая абразионно-аккумулятивные и абразионные террасы пользуются наиболее широким развитием на Парамушире и Шумшу. Все они имеют достаточно хорошую сохранность, отчетливый тыловый шов и значительную ширину. На поверхности террас имеются либо отдельные хорошо окатанные гальки и валуны, либо горизонты валунно-галечных и галечных отложений пляжевого облика. В частности, на мысе Округлом наблюдается толща желтовато-серых горизонтально и косослоистых сильно уплотненных песчаных и валунно-галечно-песчаных отложений общей мощностью около 13 м. Обломочный материал представлен в основном хорошо и среднеокатанными валунами и гальками, но имеется также примесь угловатого и обитого щебня. В целом описываемые отложения больше всего напоминают дельтовые отложения современных рек Парамушира. Подошва толщи располагается на абсолютной высоте 200 м, кровля — на высоте 213 м. Террасовые отложения перекрываются мощным (35—40 м) андезитовым лавовым потоком.

Е. Г. Лупкиной в отложениях террасы обнаружен богатый комплекс диатомовых водорослей. Всего установлено 45 видовых и внутривидовых таксонов диатомовых водорослей. Среди них 38 олигогалобов и 2 галофильные формы, относящиеся к 19 родам (типичные представители пресных водоемов); морские представлены 5 видами из 4 родов. В составе флоры по всему разрезу преобладают пресноводные виды, тогда как морские отмечаются спорадически в виде единичных экземпляров или обломков плохой сохранности. Вторичное захоронение их несомненно. Пресноводные водоросли представлены главным образом типичными обитателями слабопроточных олиготрофных водоемов, среди которых в качественном и количественном отношении преобладают бентические и полубентические формы. Сохранность пресноводных диатомей отличная, вымерших среди них не обнаружено. В состав характерного комплекса входят следующие виды: *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr. var. *ulna* et var. *amphirynchus* — 3—4, *Diatomella* aff. *balfouriana* Grev. — 4, *Diploneis elliptica* (Kiitz.) Cl. — 4, *D. subovalis* Cl. — 4, *D. jatu-kaensis* Horikawa et Okuno — 5, *Pinnularia leptosoma* (Grun.) Cl. — 4, *Epithemia zebra* var. *saxonica* (Kiitz.) Grun. — 5, *Rhaphalodia parallela* (Grun.) O. Mull. — 4 и др.

Среди пресноводных диатомей господствуют виды северобореальной биогеографической группы: арктические и арктобореальные не обнаружены; умеренно тепловодные составляют 5% от общего состава олигогалобов; к ним относятся отмеченные с оценкой «часто» *Diploneis subovalis* и *Pinnularia leptosoma*.

Общий характер пресноводной флоры свидетельствует о формировании осадков в климатических условиях, близких к современным или несколько более мягких. Основная отличительная особенность рассматриваемого комплекса от экологически однотипных современных протосостоит в присутствии южнобореального элемента. Этот факт свидетельствует все-таки о несколько более мягких климатических условиях, по сравнению с современными и позволяет предполагать, что 200—220-метровая терраса северного участка образована во время верхнечетвертичного межледниковья. Тем более, что рассматриваемая терраса прекрасно коррелируется по высоте и положению в системе уровней с 210—220-метровой морской террасой Юго-Восточной Камчатки, которая нами относится к самой теплой части верхнеплейстоценового межледниковья (табл.14).

Еще более высокие 300—320-метровая и особенно 350—380, 400—440 и 470—500-метровые морские абразионные террасы на Парамушире сильно разрушены и сохранились в виде небольших фрагментов.

Наиболее благоприятные условия для консервации террас оказались в южной части хребтов Карпинского и Вернадского, где они предохранены от разрушения мощными вулканогенными толщами. Поскольку на поверхности террас обнаружены лишь единичные гальки и валуны, прямых данных об их возрасте не имеется. По аналогии с Юго-Восточной Камчаткой предполагается, что они сформировались в среднем плейстоцене.

Учитывая имеющиеся материалы об относительном и абсолютном возрасте террас, а также об их высотах, была предпринята попытка рассчитать среднюю скорость тектонического поднятия Парамуширского блока. В качестве маркирующих террасовых уровней были взяты 14—16, 30, 55—65 и 200—220-метровая морские террасы. Предполагалось, что они сформировались соответственно 7—7,5, 25, 35(45) и 125 тыс. лет назад. Рассчитанная по формулам (1) и (2) эта скорость оказалась равной для всех возрастных интервалов 1,6—1,7 мм/год, т. е. абсолютно одинаковой со скоростью поднятия прибрежных участков Юго-Восточной Камчатки. Суммарная амплитуда поднятия Параму-

Абсолютные высоты рассчитанных и реальных морских террас островов
Парамушир и Шумшу

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				
		Возраст моментов террасообразования, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современному, м	1	2	3
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	1,6—1,7	1,6	1,5—2
		4—4,5	—4—4,5		2,9	3—3,5
		6—6,5	0		10,3	—
		7—7,5	3—3,5		15,5	14—16
		8,5	—20—30		—11	—
9,8	—40—50	—29	—			
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80		—57	—
		12,2	—80—90		—65	—
		15	—90—110		—75	—
	Q ₃ ³	25	—10—15		29	30
		35	0	58	55—65	
		45	—10—15	62	—	
	Q ₃ ²	55—59	—50—60	39	—	
		63—65	—100—120	—4	—	
	Q ₃ ¹	75—80	5	129	100—120	
		105	0	173	160—170	
120—130		10—15	219	200—220		
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0	272	280—300	
		175	0	289		
		190	0	314		
	Q ₂ ¹	220	0	363	350—300	
		260—300	0	437		
		290—300	0	487		

Примечание. Графы: 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

ширского блока за средний плейстоцен — голоцен (315—0 тыс. лет назад) оценена, как и там, примерно в 500—520 м.

В районе Курильской дуги исключительно широко распространена 130—140-метровая подводная терраса, обнаруженная при проведении океанологических исследований (Затонский и др., 1961). По данным палеогеографических реконструкций и определениям абсолютного возраста органических остатков из отложений аналогичных террас в других районах земного шара (Эмери, 1971; Jongsma, 1970; Veen, Veevers, 1970, и др.), предполагается, что они сформировались в эпоху низкого стояния моря во время последнего крупного наступления ледников, около 22—12 тыс. лет назад, и были затоплены в результате эвстатического подъема уровня океана после таяния ледников. Подобный возраст и происхождение имеет, вероятно, и 130—140-метровая подводная терраса района Курильских островов. Последняя является своеобразным возрастным репером, так как наличие или отсутствие ее в пределах подводного склона вулканов позволяет отделить чисто голоценовые вулканические образования от более древних.

Достаточно широко в пределах верхних частей склонов Курильской части Курило-Камчатского хребта развиты подводные террасы и террасовидные ступени, расположенные в интервале глубин 200—1000 м. Однако прямых данных об их возрасте не имеется.

В отличие от Камчатки следы четвертичных оледенений имеют на Курильских островах ограниченное распространение. Наиболее четкие следы ледниковой деятельности наблюдаются на Парамушире. Они отмечались и предыдущими исследователями (Горшков, 1954, 1958, 1967; Власов, 1958а, б, 1959а, б, в; Федорченко, Шилов, 1966, и др.), указывающими на широкое распространение здесь как скульптурных, так и аккумулятивных форм. Все эти исследователи связывали выраженные в рельефе ледниковые формы с двумя самостоятельными оледенениями: Г. С. Горшков — с иллинойским и вюрмским, Г. М. Власов — с древнечетвертичным и позднечетвертичным? В. И. Федорченко и В. Н. Шилов — со среднечетвертичным и верхнечетвертичным.

Однако проведенные И. В. Мелекесцевым специальные геоморфологические исследования не подтвердили вывода о наличии на Парамушире следов двух самостоятельных оледенений. Почти все формы ледникового генезиса имеют здесь четкие границы, прекрасную сохранность, легко распознаются при полевых исследованиях и дешифрировании аэрофотоснимков, т. е. обладают всеми признаками ледниковых форм, выделенной на Камчатке II фазы верхнеплейстоценового оледенения, с которыми они, несомненно, и сопоставляются. Это подтверждается также и тем, что моренные отложения перекрывают все морские террасы вплоть до 30-метровой, сформировавшейся около 25 тыс. лет назад. Наиболее четкие конечно-моренные комплексы ледниковых отложений на Парамушире отмечаются в нижних частях долин рек Стрелы, Кохмаюри, Медведицы, Зеленой, Тухарки и др. В пределах моренных комплексов отмечается до трех-четырех конечно-моренных валов, сопрягающихся с береговыми моренами в долинах рек. Как и на Камчатке, в строении комплексов ледниковых отложений большое участие принимают флювиогляциальные валунно-галечные толщи. Наличие последних в абразионных обрывах высотой от 15 до 30 м послужило основанием для ошибочного вывода о сопряженности морен и 25—30-метровой морской террасы (Федорченко, Шилов, 1966). Выраженных в рельефе следов более древних оледенений на Парамушире не обнаружено.

Принципиальные расхождения автора настоящей работы и предыдущих исследователей по вопросу о возрасте ледниковых образований обусловлены двумя причинами. Во-первых, ранее за ледниковые формы рельефа принимались образования другого генезиса и прежде всего формы, связанные с многочисленными обвалами и оползнями. Так, Г. М. Власов считал карами позднечетвертичного оледенения обвальные цирки в верховьях р. Зеленой, а В. Н. Федорченко и В. Н. Шилов принимали за ледниковые формы обвальные цирки и обвальные отложения в нижнем течении р. Северянки, обвальные отложения в районе мыса Землепроходец и в других местах. Во-вторых, возрастное расчленение ледниковых форм часто основывалось лишь на их разном высотном положении. В результате береговые морены, приуроченные к поверхности высоких морских террас, и конечные морены одного и того же ледника, расположенные в устьевых частях долин рек на берегу моря, относились к разным ледниковым эпохам (Власов, 1958а, б).

Верхнеплиоценовый — нижнеплейстоценовый этап развития рельефа Парамуширского блока является в настоящее время наименее изученным и неясным. Это объясняется прежде всего тем, что здесь нет форм рельефа и отложений, которые можно было бы уверенно датировать верхним плиоценом — нижним плейстоценом. Услов-

но сюда могут быть отнесены только агломераты и лавы, слагающие приводораздельную часть хр. Левинсон-Лессинга на Парамушире. Они участвуют в строении очень сильно разрушенных вулканических построек типичного для Парамушира линейно-гнездового типа. Слившиеся между собой остатки вулканических аппаратов образуют небольшой (длина 18 км) хребт общего северо-восточного (40—45°) простирания. По данным К. Ф. Сергеева (1966) и В. К. Гаврилова (1970), слагающие их породы характеризуются преимущественно базальтовым и андезитобазальтовым составом. Формирование построек происходило в континентальных условиях. Однако не исключено, что вулканические постройки хр. Левинсон-Лессинга были созданы ранее верхнего плиоцена и относятся к заключительным этапам палеогеоморфологического периода. В течение же новейшего периода произошла только их препарировка экзогенными процессами, благодаря чему они и выражены сейчас в рельефе.

Слабое развитие вулканических форм или даже их полное отсутствие позволяет предполагать, что в течение всего этапа в пределах рассматриваемого блока преобладал денудационно-тектонический рельеф на породах миоцен-плиоценового возраста. К концу этапа (рис. 85, А) на месте современного Парамушира существовала группа гористых островов, наиболее крупный из которых располагался в районе водораздельной части южной оконечности хр. Вернадского. К югу от него находилось еще несколько более мелких островов. Общая площадь островов, по данным реконструкции, не превышала 200—250 км². Суша на месте современного острова Шумшу отсутствовала. С юга и севера от «Парамуширской» группы островов располагались широкие проливы: северный имел ширину около 100 км, южный — не менее 70—80 км. Большинство островов и островков характеризовались денудационно-тектоническим рельефом, однако максимальная высота их вряд ли была больше 450—500 м. По-видимому, в целом Парамуширская группа островов напоминала современную Малую Курильскую гряду. Вулканогенно-денудационно-тектонический рельеф, возможно, имел (?) только остров, располагавшийся на месте приводораздельной части хр. Левинсон-Лессинга. Судя по современным отметкам вершин хребта, высота этого острова не превышала 300—350 м.

Среднеплейстоценовый — голоценовый этап имеет особое значение в истории формирования рельефа Парамуширского блока, поскольку именно в этот отрезок времени о-ва Парамушир и Шумшу приобрели свой современный облик. В течение его были созданы все или почти все выраженные в рельефе вулканические постройки, сформированы морские террасы, ледниковые формы рельефа, современная гидросеть, произошло значительное тектоническое поднятие территории, в результате чего появились обширные участки среднегорного рельефа. Несмотря на относительно небольшую продолжительность этапа (около 315 тыс. лет), его можно разбить на несколько еще более коротких временных отрезков, отличавшихся друг от друга специфической рельефообразованием. Выделяются: 1) первая половина среднего плейстоцена (315—230 тыс. лет назад); 2) вторая половина среднего плейстоцена (230—170 тыс. лет назад); 3) первая половина верхнего плейстоцена (170—70 тыс. лет назад). 4) вторая половина верхнего плейстоцена (70—10,5 тыс. лет назад); 5) голоцен (10,5—0 тыс. лет назад).

В первой половине среднего плейстоцена произошла резкая интенсификация восходящих тектонических движений. В условиях непрерывного поднятия территории и высокого стояния уровня моря, характерного для среднеплейстоценового межледниковья, была создана серия абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас, имеющих сейчас высоту от 350 до 500 м.

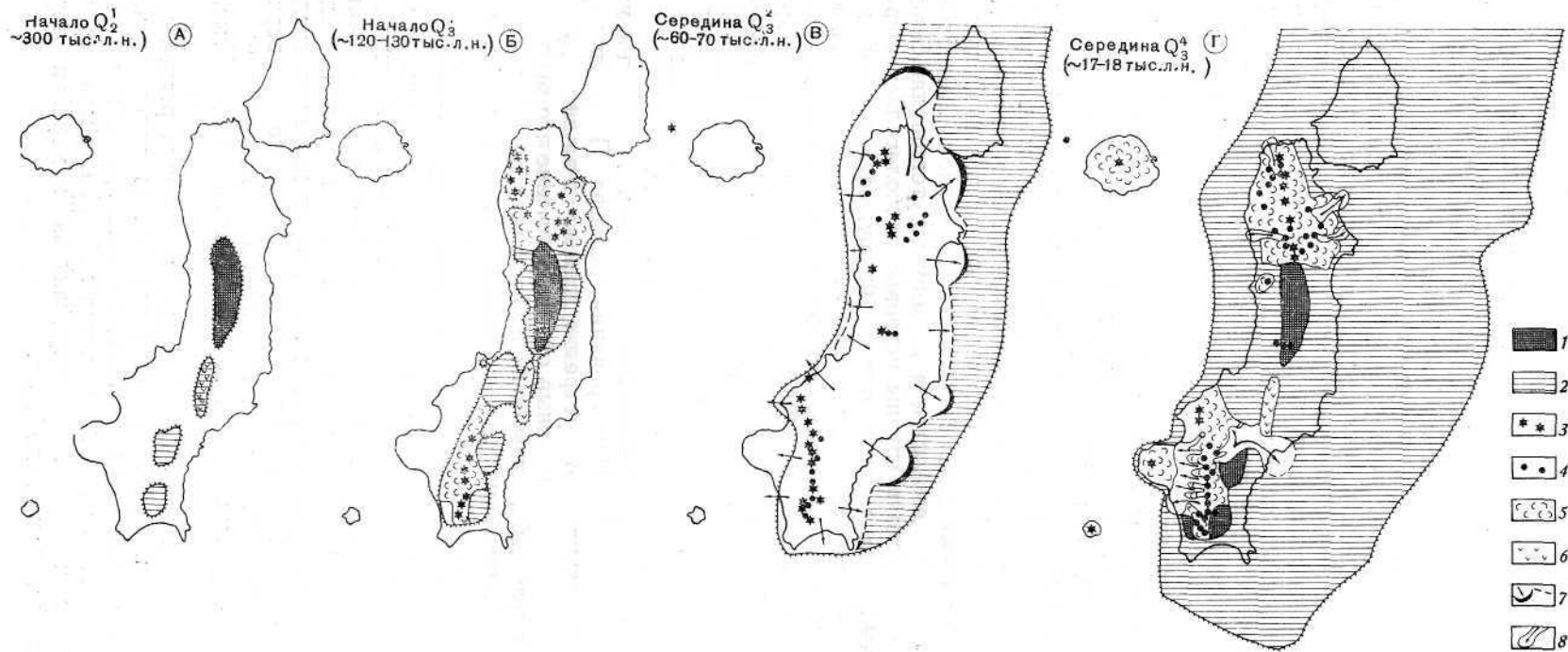


Рис. 85. Палеогеографические схемы Парамуширского блока

1 — участки горного денудационно-тектонического рельефа,
2 — морские террасы,
3 — действующие вулканы,

4 — потухшие вулканы,
5 — участки вулканического рельефа,
6 — участки вулканогенно-тектонического рельефа,

7 — предполагаемое положение края ледников I фазы верхнеплейстоценового оледенения,
8 — крупнейшие ледники II фазы оледенения, стрелка Ми показано направление движения ледников

Субсинхронно с общим тектоническим воздыманием блока и формированием морских террас началась интенсивная вулканическая деятельность. Первоначально она проявилась главным образом в виде площадных излияний мощных лавовых потоков андезитового и андезитобазальтового состава. Образовавшиеся обширные лавовые покровы частично перекрыли площадки среднеплейстоценовых морских террас, способствуя их консервации. Сохранившиеся участки погребенных морских террас сохранились в настоящее время в хр. Карпинского (верховья р. Стрелы) в средней части хр. Вернадского. Главные центры излияний были локализованы в пределах крупных линейных зон северо-северо-восток простирания, совпадающих с направлением осей хребтов Карпинского и Вернадского. По-видимому, в это время началось формирование и наиболее древних построек центрального типа — существенно лавовых стратовулканов хр. Карпинского (горы Личкова, Баркова, Белоусова, Архангельского) и хр. Вернадского (горы Арсеньева, 1971, Коряга и др.). Как и лавовые покровы, эти вулканы сложены андезитовыми и андезитобазальтовыми породами.

К концу первой половины среднего плейстоцена общая амплитуда тектонического поднятия составила не менее 150 м. Максимальная высота суши на участках развития миоцен-плиоценовых пород составила, вероятно, около 600—650 м. Некоторые мелкие острова слились между собой, образовав более крупные массивы суши. Еще сильнее увеличилась высота участков интенсивного проявления четвертичного вулканизма. В отличие от предыдущего этапа в пределах островной суши основные площади были заняты вулканическим и вулканогенно-денудационно-тектоническим рельефом.

Во второй половине среднего плейстоцена тектоническое поднятие и интенсивный вулканизм продолжались. Ни скорость тектонических движений, ни характер вулканической деятельности и состав продуктов вулканизма существенно не изменились. Возможно, только увеличился процент пирокластики, что связано с большим развитием вулканов центрального типа. Однако в отличие от предыдущего отрезка времени формирование рельефа происходило в более суровых климатических условиях эпохи среднеплейстоценового оледенения и регрессии моря. В результате суммарного эффекта общего тектонического воздымания территории, вулканической деятельности и относительного поднятия суши, из-за резкого снижения уровня моря значительно выросла площадь и высота островов, произошло сужение проливов. Вероятно, небольшие участки суши появились на месте о-ва Шумшу. Можно предполагать, что в момент наиболее низкого стояния уровня моря в конце среднего плейстоцена максимальная высота суши превышала 1000 м. Резко возросшая скорость общего относительного поднятия суши привела, по-видимому, к оживлению глубинной эрозии и соответственно к формированию сети глубоко врезаемых речных долин. Высокое положение суши и суровые климатические условия создали благоприятные предпосылки для появления ледников. Однако из-за того, что ледниковых форм и отложений этого возраста не обнаружено, о масштабах и типе среднеплейстоценового оледенения трудно сказать что-либо определенное. Можно предполагать только, что по своему характеру среднеплейстоценовое оледенение было горно-долинным, близким к верхнеплейстоценовому.

Предполагается, что в период, соответствующий межстадиалу, разделявшему две крупные стадии наступания среднеплейстоценовых ледников, была выработана морская терраса, имеющая в настоящее время высоту около 280—300 м.

В конце среднего плейстоцена произошло значительное сокращение вулканической активности. Особенно это касается хр. Карпинского, где большинство доголоценовых вулканических сооружений древнее наибо-

лее высокой террасы верхнеплейстоценового межледникового. В связи с осушением обширных площадей шельфа, где вулканическая деятельность почти не проявлялась, имело место относительное сокращение роли вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа в формировании поверхности островной суши. Наоборот, площади участков денудационно-тектонического рельефа резко возросли.

Насколько можно судить по данным диатомового анализа из отложений 200—220-метровой морской террасы района мыса Округлого, первая половина верхнего плейстоцена характеризовалась более мягкими, чем современные, межледниковыми климатическими условиями. В связи с высоким стоянием моря площадь островов по сравнению с ледниковой эпохой резко сократилась, ширина проливов увеличилась. Уменьшилась интенсивность вулканической деятельности, прекратились площадные лавовые излияния. Наиболее вероятно, вулканическая активность сосредоточилась на немногих вулканах. Однако общее поднятие территории продолжалось, в результате чего была сформирована серия абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 100—120 до 200—220 м. Значительные участки суши появились на месте о. Шумшу. Новые острова обладали плоской поверхностью и, по-видимому, больше всего напоминали в это время по характеру рельефа современные мелкие острова Малой Курильской гряды.

Во второй половине верхнего плейстоцена условия рельефообразования вновь сильно изменились. Во-первых, значительно усилилась и стала более разнообразной вулканическая деятельность. В течение этого отрезка времени были сформированы наиболее молодые существенно лавовые стратовулканы и началось образование крупных существенно пирокластических стратовулканов (Пик Фусса и Чикурачки), возникли многочисленные шлаковые и лавовые конусы, экструзивные купола и маары. Причем состав изверженных продуктов изменялся от андезитодацитов до базальтов. Наиболее кислые разности пород — брекчированные двупироксеново-роговообманковые андезитодациты с содержанием SiO_2 около 64% отмечены в самом низу видимого разреза вулканического сооружения Эбеко (Родионова и др., 1966). В начале рассматриваемого этапа была сформирована вулканическая постройка г. Ферсмана, образованная слившимися между собой четырьмя-пятью экструзивными куполами, также сложенными достаточно кислыми разностями двупироксеновых андезитов с содержанием SiO_2 около 58—59% (Горшков, 1967).

Вероятно, появление в начальные моменты новой фазы вулканической активности относительно кислых разностей пород объясняется длительным перерывом вулканической деятельности в пределах этих участков. Подавляющая же масса изверженного материала, как и ранее, имела андезитовый состав. Однако весьма характерно возникновение существенно лавовых стратовулканов, сложенных чередующимися горизонтами андезитовых и базальтовых лав и пирокластике, а также чисто базальтовых построек гор Смирнова, Землепроходец, Левашова, Кольчужная и др.

Наличие базальтов в разрезах вулканов связывается с поступлением недифференцированной магмы с глубины в периферические камеры этих вулканов (Федорченко, Шилов, 1966). Следует отметить, что по времени появление базальтов совпадает с началом новейшего этапа ареальных излияний на территории Камчатки. Ареальный тип вулканизма был характерен, в частности, для соседней с Парамуширским блоком территории Южной Камчатки.

Самыми крупными вулканическими сооружениями, начавшими формироваться в рассматриваемый отрезок времени, являются вулканы

Чикурачки и Пик Фусса. Первый из них сложен основными двупироксеновыми андезитами и андезитобазальтами, второй — более кислыми пироксеново-роговообманковыми андезитами. Вулкан Пик Фусса начал расти на глубине около 600—700 м на материковом склоне Парамушира, а в конце верхнего плейстоцена (возможно, в начале голоцена) причленился к острову. По-видимому, синхронно с ними образуются вулканы Алаид и Ширинки, расположенные уже за пределами рассматриваемого блока на дне северной части Южно-Охотской глубоководной котловины.

Основание вулканического массива Алаид располагается в настоящее время на глубине около 900—1000 м. Подводная часть постройки образована слившимися основаниями по крайней мере двух крупных вулканов — Алаида и подводного вулкана к северу-западу от него. В связи с тем что вершина северо-западного вулкана срезана абразионной поверхностью, сформированной в период низкого стояния уровня моря в конце верхнего плейстоцена, а на склонах вулкана Алаид подобная форма отсутствует, можно предполагать более древний возраст первой из них. Надводная часть вулкана Алаид сложена по большей части андезитобазальтовыми и базальтовыми породами (авгит-оливиновые андезитобазальты и базальты) и только на вершине, возможно, имеются андезиты (Горшков, 1967). Прекрасная сохранность надводной части вулкана и отсутствие подводной позднеплейстоценовой морской террасы позволяют предполагать, что она была сформирована в конце верхнего плейстоцена — голоцене. На молодой возраст постройки указывает также и достаточно высокая вулканическая активность: сильные извержения вершинного кратера отмечены в 1793, 1854, 1860 и 1894 гг., помимо них в 1933—1934 и 1972 гг. произошли мощные извержения побочных кратеров.

Вулкан Ширинки начал, во-первых, формироваться на глубине не менее 1000 м. В настоящее время большая часть вулканической постройки располагается ниже уровня моря, поэтому время формирования ее установить не удалось. Прекрасная сохранность надводной части вулкана и отсутствие подводной позднеплейстоценовой террасы с несомненностью указывают на ее молодой возраст. Предполагается, что вся постройка была сформирована в течение второй половины верхнего плейстоцена — голоцене.

Во-вторых, как и в конце среднего плейстоцена, формирование рельефа происходило преимущественно в более суровых, чем современные, климатических условиях ледниковой эпохи, при низком положении уровня моря. Суровость климата и большие высоты островной суши (до 1000—1100 м) в пределах развития пород фундамента и до 1500—1600 м (в пределах вулканических участков) создали в это время благоприятные предпосылки для возникновения мощного горно-долинного оледенения. Вполне вероятно, как и на Южной Камчатке, максимального размера достигали ледники во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения. Однако реконструировать ледники I фазы оледенения в настоящее время не представляется возможным, поскольку следы ледниковой деятельности этого возраста в пределах о. Парамушир практически уничтожены во время II фазы оледенения и в послеледниковую эпоху, а аккумулятивные формы, которые по большей части, вероятно, располагались в пределах современного шельфа, затоплены морем. Следы ледниковой экзарации и остатки сильно размытого и сниженного холмисто-котловинного рельефа обнаружены при дешифрировании аэрофотоснимков только на Шумшу, не имевшего своих ледников, но покрывавшегося ледниками, которые начинались в северо-восточной части Парамушира.

Как уже отмечалось выше, на Парамушире имеются только ярко выраженные в рельефе скульптурные и аккумулятивные формы

II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Оледенение имело типичный горно-долинный характер. Довольно широким распространением пользовались горно-долинные ледники с расширенным концом. Большинство ледников за пределы Парамушира не выходило, но концы некоторых наиболее крупных ледников частично располагались в зоне современного шельфа.

При наиболее низких положениях уровня моря во время I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения территория Парамуширского блока причленялась к Южной Камчатке, образуя вместе с ней единый массив суши, простиравшийся до современного Четвертого Курильского пролива. Во время межстадиала, отделявшего I и II фазы оледенения, произошло формирование комплекса абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Судя по распространению абразионных уступов этих террас, очертания островов были весьма близки к современным.

В голоцене (10,5—0 тыс. лет назад) характер вулканической деятельности и состав изверженных продуктов по сравнению с концом верхнего плейстоцена не претерпели существенных изменений. Однако вулканические проявления были более локализованы. Голоценовая вулканическая деятельность сосредоточилась в северной части хр. Вернадского, а также в районах вулканов Чикурачки, Ломоносова, Татаринова и Карпинского (хр. Карпинского). Продолжалась вулканическая деятельность вулкана Пик Фусса, Алайд, Ширинки.

Современный рельеф островов Парамуширского блока имеет достаточно сложное строение, причем современная геоморфология островов Шумшу и Парамушир резко отлична.

Остров Шумшу имеет рельеф денудационно-тектонический, созданный на миоцен-плиоценовых породах, его уплощенная вершинная часть образована 100—120- и 150—170-метровыми абразионными и абразионно-аккумулятивными морскими террасами, созданными во время верхнеплейстоценового межледниковья. Над ними поднимаются только немногочисленные куполообразные вершины, представляющие собой отпрепарированные абразией останцы стойких к размыву пород. Поверхность террас несколько преобразована эрозией и ледниками I фазы верхнеплейстоценового оледенения, но достаточно хорошо сохранилась, имеются крупные участки равнинного рельефа.

По периферии почти повсеместно развита полоса более низких абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас, образованных в течение верхнего плейстоцена и в голоцене. Ширина полосы, как правило, не превышает 3—3,5 км. Узкие (0,1—0,5 км) слабо наклоненные к морю площадки террас отделены друг от друга отчетливыми абразионными уступами, которые в общем параллельны современному берегу. Здесь выделяются: 1) комплекс низких аккумулятивных террас, высотой от 1 до 4—5 м, позднеголоценового возраста; 2) абразионно-аккумулятивная и абразионная 13—15-метровая терраса, сформировавшаяся во время климатического оптимума голоцена; 3) остатки абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 30 до 65 м, возникших в течение верхнеплейстоценового межстадиала.

Голоценовые террасовые уровни наибольшим распространением пользуются вдоль северо-западного побережья острова от м. Чибуйного до м. Курбатова. На остальных участках побережья эти формы встречаются эпизодически. Они имеются, в частности, к северо-западу и юго-востоку от м. Дербешева, в районе бухты Бабушкина, к юго-востоку от м. Курбатова и в некоторых других местах. Нередко поверхность террас погребена под очень мощной (до 20 м) толщей эоловых песков, слагающих высокие прибрежные дюны. Последние особенно развиты по северо-западному побережью острова. Очень часто за полосой мор-

ских аккумулятивных террас располагаются обширные заболоченные равнины лагунного происхождения.

Более высокие террасы, сформированные в течение межстадиала, развиты примерно в тех же местах, что и голоценовые. Однако они сильнее разрушены и сохранились в виде небольших по площади обрывков преимущественно в юго-западной части острова, а также в районе м. Курбатова.

Для острова характерна густая сеть долин мелких речек и ручьев. Как правило, большинство долин в верховьях имеет плоское дно, средние и особенно нижние части долин характеризуются V-образным поперечным профилем. К относительно ровной водораздельной части острова приурочено большое количество постоянных и временных озер.

Рельеф о. Парамушир значительно более сложный. Здесь выделяются северо-восточная часть с преобладанием вулканического рельефа, центральная часть, где наибольшим распространением пользуется денудационно-тектонический рельеф, и юго-западная часть с преобладанием вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Отмеченная специфика строения рельефа обусловлена прежде всего различной интенсивностью вулканической деятельности и неодинаковой высотой кровли пород складчатого фундамента острова в каждом из трех участков.

Северный участок характеризуется наиболее мощной вулканической активностью и наименьшей высотой кровли пород фундамента. На побережье миоцен-плиоценовые породы не поднимаются выше 200—250 м, а в центре их выходы отмечены до высоты 400—500 м. Так, по данным геофизических исследований (Бернштейн и др., 1966), вдоль широтного профиля, проходящего через вулкан Эбеко, ровная кровля третичных пород имеет отметки около 170—200 м, т. е. весьма близка к высоте двух верхних уровней морских террас верхнеплейстоценового межледниковья. Максимальная же мощность толщи вулканогенных пород, изверженных в течение второй половины верхнего плейстоцена и голоцена, достигает здесь 900—950 м. На юге участка по субширотному профилю через горы Сабля и Вернадского абсолютные отметки пород фундамента, по-видимому, не превышают 400—500 м (высота морских террас среднеплейстоценового межледниковья), а максимальная мощность вулканогенных пород достигает 500—600 м. Наиболее глубоко опущена кровля древних пород вдоль северо-западного побережья острова, где складчатое основание либо находится ниже уровня моря, либо поднимается всего до высоты 30—40 м. Максимальная мощность четвертичных вулканогенных пород равна здесь 600—900 м.

Насколько можно судить по данным реконструкции (рис. 85, Б), созданные в конце среднего и в верхнем плейстоцене вулканические постройки располагались по всей площади северного участка острова, однако наибольшая их концентрация была, по-видимому, вдоль современной осевой линии северной части хр. Вернадского. Голоценовые же вулканические аппараты локализованы только в пределах осевой части хр. Вернадского. Приуроченность основной массы четвертичных вулканов к оси северного отрезка хр. Вернадского позволяет предполагать наличие здесь крупной длительно существующей ослабленной зоны северо-северо-восточного (20—25°) простираения, живущей по крайней мере с конца среднего плейстоцена. Именно этим, по-видимому, объясняются здесь и максимальные мощности вулканогенных толщ, а соответственно и наибольшие абсолютные отметки вершинной части хребта.

Таким образом, современный горный рельеф северного участка острова обязан своим происхождением двум факторам: тектоническому поднятию территории во второй половине четвертичного периода и мощному вулканизму. Причем основной прирост высоты этой части острова обусловлен вулканической аккумуляцией. Вдоль оси хребта абсо-

лутные отметки пород складчатого фундамента изменяются от 0 до 500 м, а общая высота насаженных на этот фундамент вулканических построек составляет по большей части от 500 до 800 м. Аналогичная картина наблюдается и на западном склоне хребта. На большей части восточного склона хр. Вернадского роль вулканической аккумуляции и тектонических движений в формировании горного рельефа примерно одинакова. И только поднятие восточного побережья предопределено тектоникой, чем и объясняется широкое распространение здесь высоких морских террас. Ведущая роль вулканического фактора хорошо видна еще и из того, что современная поверхность этого участка имеет в значительной мере вулканическое происхождение. Здесь широко развиты первичные участки склонов вулканов и слабо измененные экзогенными процессами обширные массивы лавовых равнин.

Однако в целом вулканический рельеф уже подвергся значительным преобразованиям. Особенно это касается площадей развития средне-верхнеплейстоценовых вулканических образований. Наибольшая роль в разрушении вулканического рельефа принадлежит эрозии постоянных и временных водотоков, морской абразии, сеймотектоническим обвалам и оползням, а также ледниковой деятельности. Благодаря этим процессам здесь существует густая сеть глубоко (до 400—500 м) врезаемых долин и промоин с V-образным поперечным профилем, на побережье крупные участки вулканических построек абрадируются морем, многие долины имеют явные следы ледниковой экзарации, исключительно широко представлены формы, связанные с сеймотектоническими обвалами и оползнями.

Центральная часть устроена относительно просто. Вдоль оси острова поднимаются низкогорные и среднегорные массивы южной части хребтов Вернадского и Левинсон-Лессинга. Первый из них характеризуется денудационно-тектоническим рельефом на породах миоцен-плиоценового возраста, а второй — вулканогенно-денудационно-тектоническим рельефом, так как предполагается, что вершинная часть хребта образована слившимися между собой очень сильно разрушенными вулканическими аппаратами верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, сидящими на отложениях складчатого фундамента. Подножья хребтов окружены лестницей средне-верхнеплейстоценовых абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, а вдоль побережья развиты голоценовые абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные морские террасы.

Вулканические постройки второй половины четвертичного периода пользуются здесь ограниченным распространением. К ним относятся существенно лавовый стратовулкан Арсеньева и пять-шесть наиболее мелких форм того же типа, расположенных поблизости от него, а также вулканический массив Ферсмана. Все они сформулированы в среднем-верхнем плейстоцене до II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Голоценовые вулканические формы здесь отсутствуют. Обращает внимание широкое развитие хорошо разработанных речных долин с плоским и относительно широким дном (долины рек Кохмаюри, Шелеховка, Океанская, Тухарка и др.), тогда как в пределах северо-восточного участка такого рода долин почти нет. По мнению авторов, это объясняется тем, что поднятие центрального участка осуществлялось лишь тектоническими движениями, средняя скорость которых не превышала $1,7 \text{ мм/год}$, тогда как горный рельеф северного участка был сформирован и тектоникой и вулканической аккумуляцией. Причем суммарная скорость поднятия суши вдоль оси северной части хр. Вернадского составляла $4\text{--}9 \text{ мм/год}$, т. е. была в 2,5—5 раз больше. Значительные скорости общего поднятия были свойственны и склонам северного отрезка хребта Вернадского. Юго-запад о. Парамушир также характеризуется весьма широким развитием четвертичных вулканичес-

ких форм рельефа, однако меньшим, чем северо-восточная часть. В особенности это касается наиболее молодых голоценовых вулканических образований, которые приурочены всего к двум участкам: вулканическим группам Чикурачки-Татарина-Ломоносова и району вулкана Карпинского. В целом складчатый фундамент здесь приподнят выше, как в пределах осевой части хр. Карпинского, так и на его склонах. Абсолютные отметки пород неогенового фундамента достигают 500—600 м. Наиболее высокие участки характеризуются развитием низкогорного денудационно-тектонического рельефа; вдоль Охотского и Тихоокеанского побережий неогеновые породы срезаны площадками верхнеплейстоценовых морских террас. Обилие выходов гидротермально измененных пород и наличие глубоко врезаемых долин послужило предпосылкой для исключительно широкого распространения сейсмо-тектонических обвалов и оползней, отложения которых занимают обширные площади. В остальном юго-западный участок очень напоминает рассмотренный выше северо-восточный участок.

Интересно, что почти до конца верхнего плейстоцена юго-западный участок по своим очертаниям являлся почти зеркальным отражением северо-восточного. Однако на заключительном этапе развития эти очертания несколько усложнились в результате приращения к острову вулкана Пик Фусса, который был самостоятельным островом-вулканом близ западного побережья Парамушира.

В целом на Парамушире в настоящее время основная площадь (1100 км², 53% всей площади) занята денудационно-тектоническим рельефом. При этом главная роль принадлежит участкам в разной степени расчлененных средне-верхнеплейстоценовых абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Низкогорный и особенно среднегорный рельеф имеет явно подчиненное положение. Вулканический рельеф развит на площади около 584 км² (28,5% всей площади острова). В том числе вулканическими образованиями конца верхнего плейстоцена-голоцена занято около 289 км² и среднего-верхнего плейстоцена — около 295 км². С учетом размытых и погребенных участков средне-верхнеплейстоценовых вулканических построек, площадь их наибольшего распространения оценивается в 450—500 км². Прочие аккумулятивные образования занимают около 374 км² (18% всей площади). Из них приходится на холмистый рельеф на обвальных и оползневых отложениях — 223 км², морские и аллювиальные аккумулятивные равнины преимущественно голоценового возраста — 96 км², ледниковые формы и флювиогляциальные равнины II фазы верхнеплейстоценового оледенения (в сумме) — 28 км².

Начиная со среднего плейстоцена площадь и высота суши островов Парамуширского блока последовательно увеличиваются. Аналогичная тенденция, по-видимому, отмечается и в настоящее время. Современная эпоха отличается наибольшей площадью и высотой суши для периодов высокого стояния уровня моря. Однако максимальная площадь суши (~8000 км²) за весь четвертичный период наблюдалась, вероятно, в конце верхнего плейстоцена 18—20 тыс. лет назад, когда обнажились обширные участки современного шельфа, а рассматриваемый район соединялся с п-вом Камчатка.

Онекотанский блок

Онекотанский блок внутреннего хребта располагается непосредственно к юго-западу от Парамуширского, отделяясь от него Четвертым Курильским проливом. Южной границей является один из самых глубоких на Курилах пролив Крузенштерна. Общая длина блока составляет около 190 км. Подножье северо-западного склона располагается на глубинах 2000—3000 м, юго-восточного — на глубинах от 300 до

2000 м. В отличие от парамуширского онекотанский блок имеет четкую границу с находящимся к востоку от него отрезком внешнего хребта, которая проходит по понижению, разделяющему эти образования. Ширина внутреннего хребта по подножью остается здесь почти постоянной, меняясь лишь в пределах 100—120 км. Вершинная часть хребта террасированная. Повсеместно прослеживается подводная терраса, бровка которой располагается на глубине 130—140 м. Отмечаются и глубже расположенные террасовидные ступени, особенно в пределах верхней части тихоокеанского склона. Вдоль осевой линии хребта располагаются о-ва Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан и Ловушки.

Наблюдается существенная разница в строении рельефа тихоокеанского и охотского склонов хребта. Если юго-восточный, тихоокеанский, склон сложен неогеновыми породами и характеризуется денудационно-тектоническим рельефом, то северо-западный, охотский, имеет денудационно-тектонический рельеф лишь в верхней части, а в пределах средней части его и у подножья повсеместно развит вулканический рельеф. Причем отдельные вулканы и вулканические массивы здесь настолько велики, что поднимаются выше уровня моря, образуя о-ва Маканруши, Экарма, Чиринкотан, Ловушки. Заметно отличается рельеф и разных участков островной суши: для о-вов Чиринкотан, Экарма, Маканруши и Харимкотан характерен вулканический рельеф, о. Онекотан — вулканический и вулканогенно-денудационно-тектонический, о. Шиашкотан — вулканический, денудационно-тектонический и вулканогенно-денудационно-тектонический.

Наиболее крупным (площадь 425 км²) и высоким (максимальная высота 1324,8 м) является о. Онекотан, площадь и максимальная высота о-вов Шиашкотан — соответственно 122 км² и 934 м, Маканруши — 49 км² и 1170,7 м, Харимкотан — 68 км² и 1157,8 м, Экарма — 30 км² и 1170 м, Чиринкотан — 6 км² и 724 м, Авось — 0,03 км² (в сумме) и 34 м, Ловушки — 0,15 км² (в сумме) и 42 м.

Как и в пределах Парамуширского блока, главными возрастными реперами для датировки четвертичных вулканических образований и основных событий новейшего периода развития рельефа являются морские террасы. Онекотанский блок по набору морских террас, строению их отложений и высоте весьма близок к Симуширскому и Урупскому блокам. Во всех этих районах отмечены: 1) современный пляж; 2) комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 7 м; 3) абразионно-аккумулятивная и абразионная 20—25-метровая терраса; 4) абразионно-аккумулятивная 40—45-метровая терраса; 5) комплекс абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой 80—100 м; 6) абразионная и абразионно-аккумулятивная 178—190-метровая терраса; 7) абразионная и абразионно-аккумулятивная (?) 230—250-метровая терраса; 8) абразионная и абразионно-аккумулятивная (?) 390—420-метровая терраса.

Комплекс террас рассматриваемого участка, названного нами центральным, в целом аналогичен таковому Парамуширского блока. Однако высота террас здесь несколько выше.

В пределах центрального участка наблюдается максимальная на Курилах (до 7 м) высота аккумулятивных морских террас. Наиболее характерны террасовые уровни высотой 2, 3, 4—5 и 7 ж. По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложений из почвенно-пирокластического чехла самой высокой 7-метровой террасы на о. Симушир (рис. 86) видно, что и она сформировалась во второй половине голоцена. Таким образом, можно предполагать, что комплекс аккумулятивных морских террас центрального участка в целом одновозрастен таковому северному и имеет возраст не более 4—4,5 тыс. лет. С 14—16-метровой террасой Парамуширского блока, вероятно, коррелируется близкая к ней по морфологии, строению отложений и положению в сис-

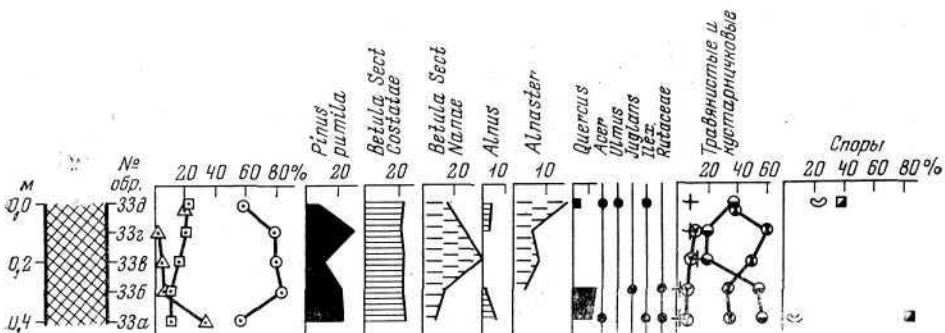


Рис. 86. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений о. Симушир
Условные обозначения см. рис. 84

теме уровней 20–25-метровая абразионная и абразионно-аккумулятивная терраса. Последняя развита на о-вах Симушир (перешеек Косточко, юго-западный берег бухты Мильна и м. Ожидания), Уруп (п-ов Кастрикум и о-ва Таира) и Шиашкотан. Эта терраса имеет незначительную ширину и сохранилась в виде небольших обрывков. Можно предположить, что одинаковые по морфологии, строению отложений и положению в системе террасовых уровней 14–16-метровая терраса северного и 20–25-метровая южного участков являются одновозрастными и сформировались во время термического оптимума голоцена около 7–7,5 тыс. лет назад.

На о. Шиашкотан 40–45-метровая терраса имеет покров из валунно-галечных и валунно-галечно-песчаных отложений мощностью до 5–6 м. Результаты изучения диатомовой флоры из террасовых отложений м. Гротового, проведенного Е. Г. Лупикиной по сборам Д. С. Стратулы, свидетельствуют о формировании нижней части разреза в прибрежно-неритической зоне моря. Характерный комплекс диатомей здесь представлен: *Porosira glacialis* (Grun.) Jörg.—2, *Thalassiosira grava* Cl.—3, *Cocconeis scutellum* var. *parva* Grun.—2, *C. costata* Greg.—4, *C. californica* Grun.—2, *Achnanthes groenlandica* Grun.—3. Вверх по разрезу обилие морских видов снижается и одновременно возрастает численность пресноводных. Наиболее характерными для верхней части разреза являются: *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Rhoicosphenia curvata* (Kutz.) Grun., *Cocconeis costata* Greg., *Pinnularia borealis* Ehr. Экологический состав флоры верхов разреза отражает условия осадконакопления близкие к экстуарным. Отсутствие вымерших форм и близкие к современным климатические условия времени формирования осадков могут указывать на то, что накопление всей толщи происходило не ранее второй половины плейстоцена. 40–45-метровая терраса параллелизуется с 30–35-метровой морской террасой Кунашира, вложенной здесь в 80–85-метровую с абсолютным возрастом около 45 тыс. лет. Следовательно, формирование рассматриваемой террасы ограничено интервалом времени между 20–22 (предполагаемое начало II фазы верхнеплейстоценового оледенения) и 45 тыс. лет назад. Учитывая это, а также климатические условия времени накопления террасовых отложений, наиболее вероятно, что она образовалась во второй половине эпохи новоселовско-липовского потепления Сибири (30–22 тыс. лет назад, по Н. В. Кинд, 1972), т. е. около 25 тыс. лет назад.

Комплекс 55–65-метровых террас Парамуширского блока хорошо сопоставляется с комплексом аналогичных террас высотой 70–100 м в пределах центрального участка. Абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы высотой 70–100 м широко развиты на о-вах Шиаш-

котан, Матуа, Симушир и Уруп. Террасовые осадки представлены горизонтными валуно-галечных и галечно-песчаных отложений мощностью 3—5 м. Обломочный материал обычно хорошо- и среднеокатанный и напоминает таковой современных пляжей. По данным диатомового анализа, 90—100-метровая морская терраса о. Уруп достаточно уверенно может быть параллелизована с 60—65- и 80—85-метровыми террасами о-вов Парамушир и Итуруп, сформировавшихся в начале верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3)- С рассмотренными выше 100—120, 160—170 и 200—220-метровой террасами Парамуширского блока по строению, распространению и положению в системе уровней хорошо сопоставляются 170—190, 230—250 и 280—3300-метровая центрального участка. Поэтому все они относятся к верхнеплейстоценовому межледниковью.

В пределах центрального участка наиболее высокая 390—420-метровая терраса о-ва Шиашкотан с маломощным (1—2 м) чехлом валунно-галечно-песчаных отложений пляжевого типа. Отличительной особенностью этих отложений является обилие кислой пирокластики. Предполагается, что 390—420-метровая терраса коррелируется с 280—300-метровой Парамуширского блока и относится ко второй половине среднего плейстоцена.

Основываясь на предполагаемых относительных датировках морских террас и их высотах в настоящее время, по формулам (1) и (2) была рассчитана средняя скорость тектонического поднятия Онекотанского, Симуширского и Урупского блоков. В качестве маркирующих террасовых уровней были взяты 20—25, 40—45, 90—100 и 280—300-метровая морские террасы и допуская, что они сформировались соответственно во время термического максимума голоценового оптимума (7—7,5 тыс. лет назад), в конце и начале верхнеплейстоценового межледниковья (125 тыс. лет назад). Для всех возрастных интервалов эта скорость оказалась равной примерно 2,3—2,4 мм/год. По формулам (3) и (4) была рассчитана также и высота всех предполагаемых террас (табл. 15). Суммарная амплитуда тектонического поднятия Онекотанского блока (а следовательно, Симуширского и Урупского) за средний плейстоцен — голоцен оценена в 740 м.

В связи с недостаточным количеством имеющихся материалов история развития рельефа Онекотанского блока в начале новейшего геоморфологического периода может быть восстановлена в очень схематичном виде.

Условно верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые образования выделены лишь на о. Онекотан. Наибольшим развитием они пользуются в северной части острова, слагая хр. Шестакова, а также возвышенности Асырминтар, Верблюд, Петра, Платформа и др. В разрезах преобладают вулканогенные породы разного состава (от базальтов до дацитов), однако встречаются и горизонты вулканогенно-осадочных отложений. Характерно наклонное залегание слоев, поскольку развитые здесь толщи слагают фрагменты вулканических построек центрального типа, сильно разрушенных и в настоящее время уже не выраженных в рельефе. Аккумуляция вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ происходила частично либо в прибрежной зоне неглубокого моря, либо в субаэральных условиях. В частности, в основании мощного (до 200 м) лавового покрова г. Платформа имеются лавы с шаровой отдельностью, указывающие на то, что первые порции лавы изливались прямо в воду. Близкие по характеру толщи слагают хр. Медный на юго-западной окраине о. Онекотан.

Породы верхних частей разреза имеют обратную намагниченность, что позволило В. А. Бернштейну, изучавшему эти образования в 1965 г., считать их по возрасту верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовыми. На подобный возраст указывают и другие признаки, отличающие рассматри-

Абсолютные высоты морских террас центрального звена Курильских островов

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				
		Возраст моментов террасообразования, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современному, м	1	2	3
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	2,3—2,4	3,4	3—3,5
		4—4,5	—4—4,5		6	6—7
		6—6,5	0		15	—
		7—7,5	3—3,5		21	20—25
		8,5	—20—30		—5	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	9,8	—40—50	2,3—2,4	—22	—
		11	—70—80		—49	—
		12,2	—80—90		—55	—
	Q ₃ ³	15	—90—110		—65	—
		25	—10—15		46	40—45
		35	0		82	80—85
	Q ₃ ²	45	—10—15		93	90—100
		55—59	—50—60		79	—
		63—65	—100—120		40	—
	Q ₃ ¹	75—80	5		181	170—190
		105	0		247	230—250
		120—130	10—15		306	280—300
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0	388	390—420	
		175	0	411		
		190	0	446		
	Q ₂ ¹	220	0	517	—	
		260—270	0	623	—	
		290—300	0	693	—	

Примечание. Графы: 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

ваемые толщи от более древних, неогеновых, и более молодых, среднеплейстоценовых-голоценовых, образований. Во-первых, эти толщи не дислоцированы подобно породам миоцен-плиоценового возраста, а сохраняют первичные углы наклона слоев за исключением зон, непосредственно примыкающих к разрывным тектоническим нарушениям. Во-вторых, в отличие от среднеплейстоценовых-голоценовых толщ, участвующих в строении выраженных в рельефе вулканических построек, слагаемые ими вулканы настолько сильно преобразованы, что не поддаются реконструкции геоморфологическими методами. В целом рассматриваемые толщи очень напоминают широко развитые на Камчатке надкавранские образования тумрокского и крерукского комплексов и параллелизуемые с ними толщи, имеющие верхнеплиоценовый возраст.

Еще более условно к описываемому этапу может быть отнесена часть вулканов охотского склона внутреннего хребта. Имеющиеся здесь вулканические постройки ассоциируются с рассекающими этот склон разрывными разрушениями. Судя по прекрасной сохранности вулканов и продолжающейся в настоящее время вулканической активности, все

они имеют достаточно молодой возраст. Поэтому вполне вероятно, что наиболее древние из них возникли в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене, синхронно с самым мощным на Камчатке ранним этапом базальтового ареального вулканизма и временем формирования крупных щитообразных вулканов.

Опираясь на приведенные выше соображения, можно предполагать, что в начале верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового этапа Онекотанский блок был относительно поднят и характеризовался преобладанием денудационно-тектонического рельефа. Рельеф вулканического происхождения наблюдался только в пределах современного о. Онекотан. Формирование рельефа во второй половине этапа проходило, по-видимому, в условиях нисходящих тектонических движений, что обусловило исчезновение или очень сильное сокращение площади суши даже в пределах осевой части внутреннего хребта. Опускание сопровождалось образованием зоны растяжения и мощным базальтовым вулканизмом у подножья и в нижней части охотского склона хребта. Вполне вероятно, что причиной растяжения была разница в скоростях опускания дна Южно-Охотской котловины и внутреннего хребта, отстававшего в погружении.

В меньшей мере вулканизм этого возраста проявился на территории: Онекотана, где образовались мощные базальтовые покровы, характеризующиеся обратной намагниченностью лав. Остатки этих покровов имеются в настоящее время к югу от вулкана Немо, в северной и в районе г. Туман (846,4), в юго-восточной части острова. Возможно также, что в конце этапа возникли сильно разрушенные щитообразные, базальтовые вулканы Шестакова и Кржижановского, хотя не исключено, что они могут иметь и более молодой возраст.

В конце нижнего плейстоцена, т. е. перед началом более молодого этапа, площадь островной суши в пределах блока оставалась еще незначительной. Можно предполагать, что небольшой остров, сложенный породами верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена, существовал на месте юго-западной окраины Онекотана (хр. Медный). На месте остальных о-вов Онекотанского блока суша отсутствовала.

Начало этапа совпадает с периодом резкой активизации восходящих тектонических движений, свидетелями которых являются поднятые морские террасы, максимальная высота которых достигает на Шиашкотане 400—420 м. На Онекотане четко выраженных в рельефе высоких морских террас нет. Однако на значительное воздымание территории указывает поднятая до высоты около 270 м подошва лавового покрова в районе г. Платформа, находившаяся ранее ниже уровня моря. Вместе с расположенными к югу Симуширским и Урупским блоками Онекотанский блок характеризовался максимальными на Курилах скоростями тектонического поднятия в течение среднего плейстоцена — голоцена, которые достигали в среднем 2,3—2,4 мм/год.

Воздымание сопровождалось мощным вулканизмом смешанного типа. В пределах островной суши раньше других вулканические постройки возникли на о. Шиашкотан. В северной части острова наиболее древние из них имеют предположительно среднеплейстоценовый возраст, поскольку в районе г. Бескорыстия они срезаются 400—420-метровой абразионно-аккумулятивной морской террасой, сформировавшейся во время межстадиала, разделявшего две крупные стадии наступания среднеплейстоценовых ледников. Фундаментом вулканов является кровля неогеновых пород, которая поднимается здесь до высоты 200—250 м. Для этого времени были характерны мелкие существенно лавовые стратовулканы, окруженные мощными (до 40—50 м) лавовыми потоками. По данным Д. С. Стратулы (1969), в разрезах вулканов наблюдается заметное преобладание лав над пирокластикой: соотношение между ними в низах разрезов 8 : 2, в верхней части 6 : 4, в целом

по комплексу 7 :3. Состав пород нижней части разреза базальтовый и андезитобазальтовый, верхней части — андезитобазальтовый и андезитовый. Расположение вулканов типичное линейно-гнездовое.

Несомненно, как и ранее, наиболее интенсивная вулканическая деятельность имела место в пределах северо-западного склона хребта. Возможно даже, что эта интенсивность стала больше, поскольку увеличение контрастности тектонических движений на границе между поднимающимся внутренним хребтом и продолжающим опускаться дном Южно-Охотской котловины еще более способствовало процессу растяжения, а следовательно, и усилению вулканизма.

К концу среднего плейстоцена площадь островной суши в пределах Онекотанского блока заметно увеличилась: группа островов с вулканическим и денудационно-тектоническим рельефом существовала на месте современного Онекотана, довольно крупные фрагменты суши появились на месте северной и южной части Шиашкотана. В связи с тем что на Шиашкотане на дневную поверхность были выведены породы неогенового фундамента, здесь наряду с вулканическим и денудационно-вулканическим существовали участки вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Максимальная высота островов, по-видимому, не превышала 500—600 м, поэтому в таких условиях, даже несмотря на сильное планетарное похолодание климата во второй половине среднего плейстоцена, крупного оледенения на островах быть не могло. Возможно только существовали небольшие каровые ледники и фирновые поля в пределах наиболее высоко приподнятых участков.

Во время верхнеплейстоценового межледниковья при быстром подъеме уровня моря площадь суши несколько сократилась по сравнению с предыдущей ледниковой эпохой. Однако в связи с общим тектоническим поднятием территории и непрерывным вулканизмом острова продолжали расти и к концу межледниковья достигли высоты 600—700 м (северная часть Шиашкотана, район хр. Медного на Онекотане). Тип и масштабы вулканической деятельности не претерпели существенных изменений: по-прежнему продолжали расти небольшие существенно лавовые стратовулканы (о. Шиашкотан). Несколько увеличилась лишь доля пирокластического материала в разрезах вулканов. То же самое, вероятно, можно предполагать и в отношении подводного вулканизма северо-западного склона хребта. Не исключено, что в результате продолжающейся вулканической деятельности здесь появились первые острова-вулканы.

Характерными формами верхнеплейстоценового межледниковья являются прекрасно выраженные абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы, имеющие в настоящее время высоту от 160—170 до 280—300 м. Лучше других они сохранились на Шиашкотане. Вторая половина верхнего плейстоцена отличается на островах Онекотанского блока резким усилением кислого эксплозивного вулканизма. Формирование рельефа происходит в условиях непрерывного тектонического поднятия территории при низком положении уровня моря, характерного для ледниковых эпох.

В наибольшей степени кислый вулканизм был свойствен северной части Онекотана. В течение второй половины верхнего плейстоцена, по приблизительным подсчетам автора, здесь было выброшено 45—50 км³ пирокластического андезиодацитового материала. Выбросы пирокластике были связаны с образованием трех крупных эксплозивно-обвальных калдер. Диаметр более древней (Немо-I) из них около 9 км, а площадь 60—65 км², средней по возрасту (Немо-II) — около 6 км и площадь 30 км², а самая молодая (Немо-III), возникшая приблизительно 24 500 лет назад (КСМ-443, 24 500+740 лет назад), имеет размер 6х4 км и площадь около 15 км². Выброшенный пирокластический материал образовал обширные пемзоигнимбритовые покровы, остат-

ки которых сохранились в настоящее время в окрестностях вулкана Немо.

Два крупных центра кислого вулканизма располагались также на Шиашкотане, в районе вулканов Синарка и Кунтоминтар. На северо-восточном побережье острова мощность пирокластических отложений достигает 250—300 м. Характерна различная степень спекания выброшенного материала: от сильно спекшихся лавоподобных до относительно рыхлых неспекшихся разностей. Аналогичные образования наблюдаются и в окрестностях вулкана Кунтоминтар. Значительные мощности и довольно широкое распространение сохранившихся фрагментов пирокластических покровов позволяют предполагать, что была выброшена достаточно большая масса пирокластического материала. По приблизительным подсчетам И. В. Мелекесцева, общий объем пирокластической толщи мог достигать 8—10 км³. Пирокластические толщи имеют андезитовый состав с содержанием SiO₂ около 59—80% (Горшков, 1967). В районе вулкана Кунтоминтар (бухта Закатная) установлено налегание пирокластического покрова на морские отложения 40—45-метровой террасы, образовавшейся около 25 тыс. лет назад. Отсутствие почвенно-пирокластического чехла на морских отложениях указывает на то, что пирокластическая толща перекрыла морские осадки, когда те либо находились еще ниже уровня моря, либо только что появились на дневной поверхности. Подобные взаимоотношения показывают, что пирокластический покров образовался в конце верхнеплейстоценового межстадиала, непосредственно перед началом II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Вполне вероятно, что близкий возраст имеют и пирокластические покровы в районе вулкана Синарка. Интересно, что, несмотря на значительные объемы выброшенного пирокластического материала, на Шиашкотане крупных отрицательных вулканических форм рельефа не образовалось, что очень необычно. Уникально также и то, что в отличие от остальных районов кислого вулканизма Камчатки и Курильских островов туфы и игнимбриты образуют здесь типичные вулканы центрального типа.

Несмотря на относительное увеличение роли эксплозивного кислого вулканизма, подавляющая масса изверженных вулканических продуктов имела андезитобазальтовый и базальтовый состав. На Онекотане в это время был сформирован вулкан Тао-Русыр (объем 50—60 км³) и Пра-Немо, сложенные преимущественно базальтовыми лавами.

В это же время, по-видимому, возникли гигантские вулканические массивы Маканруши, Экарма и Авось, также сложенные основными породами. Общий объем надводных и подводных частей этих построек составляет, по подсчетам автора, соответственно 450—500, 350—400 и 300 км³. Во второй половине верхнего плейстоцена была создана часть подводной постройки вулкана Чиринкотан, а также многие подводные вулканы северо-западного склона хребта, не достигшие дневной поверхности.

Во время похолодания климата в начале эпохи верхнеплейстоценового оледенения о-ва Онекотан и Шиашкотан, а возможно, Экарма и Маканруши поднимались над уровнем моря на высоту до 900—1200 м. Поэтому наиболее высокие их части могли быть центрами оледенения. Однако, как указывалось в начале раздела, никаких следов I фазы оледенения на о-вах Онекатанского блока не обнаружено. Можно лишь условно предполагать, что оледенение ввиду небольшой площади высокой суши и близости моря имело небольшие размеры.

Во время похолодания, соответствующего II фазе верхнеплейстоценового оледенения, названные острова имели еще большие высоты над уровнем моря, достигавшие 1000—1300 м. Поэтому все они, несомненно, были центрами оледенения. Однако ограниченное развитие ледниковых скульптурных и аккумулятивных форм рельефа также указы-

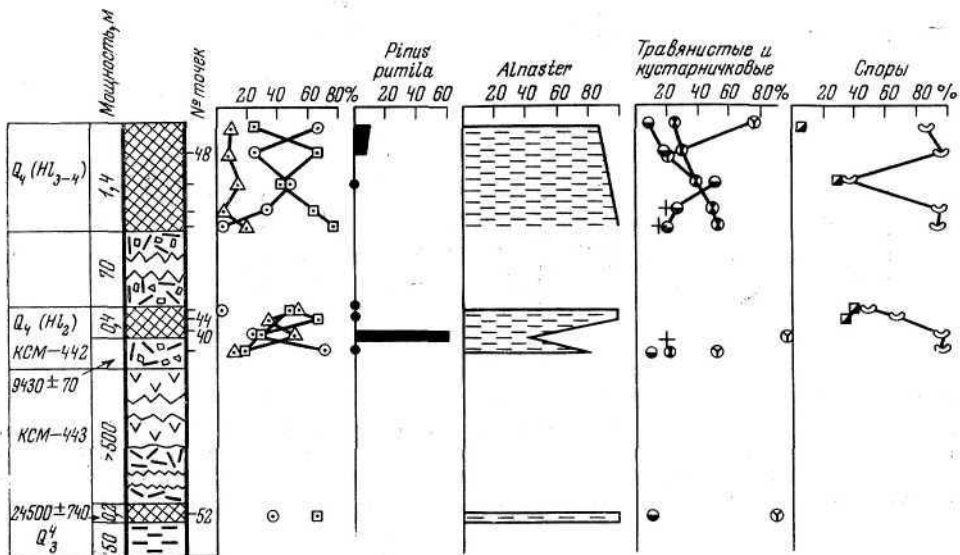


Рис. 87. Сводный разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений о. Онекотан

Условные обозначения см. рис. 84

вают на сравнительно небольшой масштаб оледенения. Преобладали небольшие долинныи и каровые ледники и фирновые поля на поверхности наиболее высоко приподнятых горизонтальных или слабо наклоненных площадок вулканических плато. По-видимому, самые крупные ледники были приурочены к хр. Медному на Онекотане и северной части Шиашкотана. В. Ф. Канаев (1960, 1961), Г. С. Горшков (1967), Д. С. Стратула и Б. В. Стырикович (1967) указывают на существование ледниковых форм рельефа на о-вах Онекотан, Шиашкотан, Моканруши, Симушир, Расшуа и Уруп. Однако работы автора не подтвердили столь широкого распространения ледниковых образований. К предположительно скульптурным ледниковым формам оказалось возможным отнести лишь похожие на трюги формы в южной части о. Онекотан. Небольшие по площади участки (суммарная площадь $\sim 1 \text{ км}^2$) распространения предположительно ледниковых отложений описаны в северной части о. Шиашкотан к западу и юго-западу от высоты 944,4.

На всех остальных островах достоверных следов ледниковой деятельности не обнаружено. Все так называемые «ледниковые» образования на этих островах оказались формами другого происхождения. Наиболее часто, как и на Парамушире, к следам четвертичной ледниковой деятельности относили/обвальныи цирки и обвальныи отложения, действительно очень широко распространенные на этих островах. На Шиашкотане (Стратула, Стырикович, 1967) к ледниковым отложениям были отнесены валунники типичного пляжевого облика, залегающие на поверхности высокой морской террасы.

Главной причиной отсутствия оледенения на островах среднего и отчасти южного звеньев Курильской гряды являются относительно малые абсолютные отметки (менее 1400—1500 м) и сравнительно небольшое ухудшение климатических условий (по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов) в ледниковые эпохи по сравнению с межледниковыми, обусловленное смягчающим влиянием океана (рис. 87).

В течение межстадиала, разделяющего I и II фазы верхнеплейстоценового оледенения, на островах был сформирован комплекс абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, имеющих в настоящее время

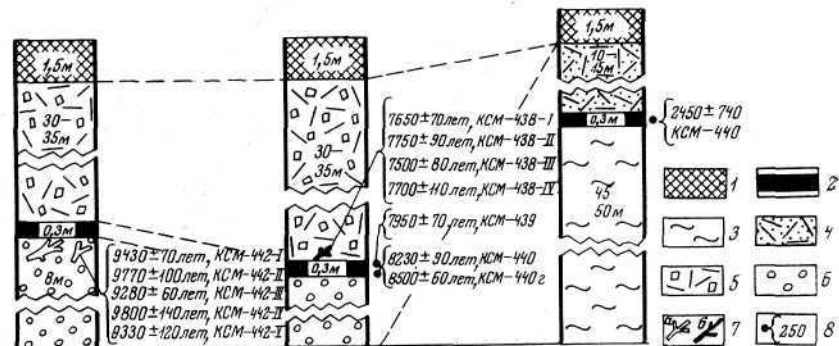


Рис. 88. Разрезы позднечетвертичных отложений о-ва Онекотан:

1— почвенно-пирокластический чехол; 2—погребенные почвы; 3—игнимбриты; 4—пемзы дацитового состава; 5—отложения пирокластических потоков и взрывные отложения, связанные с образованием кальдеры Тао-Русыр; 6—вулканогенно-пролювиальные и лахаровые отложения; 7—погребенные растительные остатки: а) древесина, б) древесный уголь; S—места отбора образцов на С¹⁴

высоту от 40—45 до 90—100 м. Как и более древние террасовые уровни, наибольшим развитием они пользуются на Шиашкотане.

В голоцене тектоническое поднятие островов и интенсивный вулканизм продолжались по-прежнему. Однако тип вулканической деятельности несколько изменился. В частности, почти прекратились массовые выбросы пирокластики. Главная вулканическая деятельность сосредоточилась на крупных существенно пирокластических стратовулканах Пик Креницына, Немо, Экарма и экструзивных массивах о. Харимкотан и вулкана Синарка. Образование экструзивных куполов также сопровождалось возникновением пирокластических потоков. Однако» объем последних не превышал долей км³, редко достигая 1—1,5 км³. В целом же голоценовый вулканизм является закономерным продолжением вулканизма предшествующего верхнеплейстоценового этапа.

Достаточно показательна в этом отношении история голоценового вулканизма на вулкане Тао-Русыр (о. Онекотан). В конце верхнего плейстоцена последний представлял собой крупный базальтовый щитообразный вулкан с диаметром основания около 18—20 км и высотой 1300—1400 м. Однако в начале голоцена параллельно с породами базальтового состава начали извергаться дацитовые пемзы, которые, вероятно, были связаны с ростом кислых экструзивных куполов на вершине вулкана. Горизонты пемзы наблюдались Г. С. Горшковым (1967) в верхних частях разреза вулкана, а выброшенная при образовании тефры аккумуляровалась в почвенно-пирокластическом чехле на склонах вулканического конуса. Извержения сопровождалось возникновением лахаров, захватывающих при движении большое количество растительных остатков. Наличие органических остатков в почвенно-пирокластическом чехле и в лахаровых отложениях позволило установить (по методу С¹⁴) абсолютный возраст крупнейших извержений и восстановить картину вулканической активности в течение голоцена (рис. 88).

В интервале от 9500 до 8000 лет назад преобладали выбросы дацитовых пород. Наиболее крупные извержения имели место около 9300, 8500—8600 и 8000—8100 лет назад (Алексеев и др., 1971). Приблизительно 7500 лет назад (7500+80 лет, КСМ-438-III) произошел гигантский взрыв, сопровождавшийся выбросом ювенильной андезитовой пирокластики объемом 10—12 км³ и возникновением округлой эксплозивной воронки диаметром 7,5 км, в которой впоследствии вырос крупный (объем более 5—6 км³) существенно пирокластический стратовулкан Пик Креницына, действующий и в настоящее время.

Исключительно интересную голоценовую вулканическую форму имеет сложно построенный экструзивный массив о. Харимкотан. Он образован множеством слившихся между собой экструзивных куполов и ассоциирующихся с ними мощных толщ направленных взрывов и отложений пирокластических потоков. В настоящее время выражено в рельефе 10 экструзивных куполов, самый молодой из которых вырос во время извержения 1933 г. Общее же число подобных куполов, несомненно, во много раз больше. Насколько можно судить по результатам последнего и следам предыдущих извержений, каждое из них начинается мощным направленным взрывом, разрушающим часть старой постройки и образованием открытого кратера шириной 1—2 км. Непосредственно вслед за этим следует извержение значительных объемов (до 1 км³) ювенильной пирокластики, часть которой идет на образование пирокластических покровов, а часть уносится за пределы вулканической постройки. В заключительную стадию извержения происходит рост сложно построенного экструзивного купола. Таким образом, происходящие здесь извержения до мельчайших деталей напоминают хорошо изученные современные извержения вулканов Безымянного и Шивелуч на Камчатке. Близка к ним и сама вулканическая постройка в целом.

На Онекотане в настоящее время первичный, очень слабо измененный вулканический рельеф позднеплейстоценового-голоценового возраста распространен на площади 260 км² (60% всей территории). Наиболее крупными формами являются базальтовый щитообразный вулкан Тао-Русыр, существенно пирокластические стратовулканы Пик Креницына и Немо, взрывная воронка Тао-Русыр и ассоциирующийся с ней обширный покров, сложенный взрывными отложениями и ювенильным пирокластическим материалом. Слабо- и среднеразрушенный верхнеплейстоценовый рельеф занимает площадь около 70 км² (16% всей территории). К верхнеплейстоценовым вулканическим образованиям относятся взрывно-провальные кальдеры Немо-I, Немо-II, Немо-III и связанные с ними остатки пемзоигнимбритовых покровов, базальтовые щитообразные вулканы Пра-Немо и Кржижановского. Таким образом, молодой вулканический рельеф распространен на $\frac{3}{4}$ всей площади острова. В остальной его части развит преимущественно денудационно-вулканический рельеф, возникший на месте сильно разрушенных вулканов верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста.

Отличительная особенность Онекотана — отсутствие высоких абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Весьма слабо развиты и аккумулятивные равнины экзогенного происхождения. Возможно, что главная причина этого мощная вулканическая аккумуляция, приводящая к быстрому росту площади и высоты острова. Относительно более распространены холмистые равнины, сложенные обвальными и оползевыми отложениями, их общая площадь составляет около 20 км². Вполне вероятно, что толчком к образованию обвалов служили мощные вулканические взрывы.

Повсеместно распространены эрозионные формы рельефа, связанные с деятельностью постоянных и временных водотоков. Большинство долин имеет V-образный профиль. Речные долины с плоским дном практически отсутствуют. Столь же широко развиты формы рельефа абразионного происхождения.

На Шиашкотане также доминирует вулканический рельеф. Однако площадь распространения молодого вулканического рельефа невелика. Он занимает здесь около 16 км² всей территории. Сюда относятся небольшие вулканы центрального типа, экструзивные купола и пирокластические покровы вулканических массивов Синара и Кунтоминтар. Гораздо большие площади заняты слабо и среднеразрушенными вулканическими образованиями среднего-верхнего плейстоцена, которые по-

крывают здесь около 56 км^2 (46% всей территории). В сумме вулканический рельеф развит на 60% всей площади острова.

Денудационно-тектонический рельеф на породах неогенового фундамента распространен только в центральной части острова, где развиты высокие верхнеплейстоценовые абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы. Общая площадь, занятая этим типом рельефа, не превышает $15\text{--}16 \text{ км}^2$ (13%) всей территории. Относительно большие площади (21 км^2 , 17% всей территории) имеют холмистые равнины, сложенные мощными (более 100 м) толщами обвальных и оползневых отложений. Возникновению обвалов здесь особенно благоприятствует исключительно широкое развитие измененных пород.

На всех остальных островах имеет место только вулканический рельеф. Последний развит на о-вах Авось и Ловушки, где надводные части вулканических построек почти нацело уничтожены абразией. Молодой вулканический, почти неизменный рельеф характерен для Чиринокотана и западной части Экармы. Здесь наблюдается несколько мелких слившихся между собой вулканических конусов. Склоны вулканов уже в значительной мере разрушены. Наряду с эрозионной деятельностью и морской абразией ведущим фактором разрушения вулканических построек являются многочисленные обвалы и оползни. Прежними исследователями (Мархинин, 1967 и др.) эти формы принимались за следы деятельности верхнеплейстоценовых ледников. На Маканруши холмистые равнины обвально-оползневого происхождения занимают около 40%, а на Экарме — около 15% общей площади островной суши.

Современная эпоха характеризуется наиболее высоким стоянием суши по сравнению со всеми предыдущими эпохами четвертичных морских трансгрессий. Это обусловлено прежде всего тем, что на заключительных этапах развития рельефа в результате вулканической деятельности возникли отличающиеся значительной высотой крупные существенно пирокластические стратовулканы, вершины которых являются одновременно и высшими точками большинства островов. Однако в результате эвстатического поднятия уровня моря после таяния верхнеплейстоценовых ледников общая площадь островной суши значительно сократилась по сравнению с эпохой максимального продвигания ледников в конце верхнего плейстоцена. В то время о-ва Онекотан, Шиашкотан, Харимкотан и Ловушки соединялись между собой, образуя вытянутый в северо-восточном направлении единый массив суши длиной более 150 км. Но в связи с тем что высоких вулканов тогда не было, максимальная высота островов над уровнем моря не превышала современную.

Симуширский блок

Это наиболее протяженный из всех блоков внутренней дуги Курильских островов. Общая его длина составляет более 250 км, простирание северо-восточное. Граница между ним и Онекотанским блоком проходит по оси пролива Крузенштерна, а между ним и более южным Урупским блоком — по проливу Буссоль. В отличие от всех остальных участков подножье тихоокеанского склона внутреннего хребта доходит непосредственно до оси Курило-Камчатского глубоководного желоба, а не отделяется от него внешним хребтом (рис. 81, и). Поэтому тихоокеанский склон хребта по высоте (9220—10 900 м) в 2—2,5 раза превосходит охотский склон (3800—4700 м).

Вершинная поверхность хребта террасирована. Однако среди подводных террасовидных ступеней имеется лишь 130—140-метровая морская терраса. Более глубоко расположенные террасовидные ступени на склонах хребта не выражены, хотя в проливе Буссоль абразионная по-

верхность, срезающая находящийся здесь вулканический хребт, опущена на глубину от 515 до 600 м (Безруков и др., 1958). Г. Б. Удинцев (1955) указывает также на существование обширной террасовидной ступени на юго-восточном склоне хребта на глубинах 2500—3000 м. Ее ширина достигает 70 км, а длина 130 км. Генезис этой формы неясен. По строению поверхности и глубинам она близка к участкам дна Южно-Охотской глубоководной впадины, примыкающей к подножью северо-западного склона внутреннего хребта.

Осевая линия хребта трассируется здесь главным образом небольшими по площади вершинами островов-вулканов Райкоке (4,6 км²), Матуа (52 км²), Расшуа (63 км²), Ушишир (5,3 км²) и Кетой (73 км²). Относительно крупным (353 км²) участком суши является лишь о. Симушир, расположенный на самом юге.

Рассмотрение истории формирования рельефа Симуширского блока в начале новейшего геоморфологического периода встречает наибольшие трудности. Во-первых, это связано с тем, что достоверные формы рельефа или верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения здесь пока не обнаружены. Во-вторых, почти нет данных о положении неогенового фундамента островов. Неясно даже, имеется ли он вообще в пределах рассматриваемого блока, а если есть, то каков его возраст.

Относимые к верхнему плиоцену отложения оленьей свиты о. Симушир коррелируются по фауне с парусной свитой о. Итуруп, которая в свою очередь сопоставляется (Желубовский, Прялухина, 1964) с этолонской свитой Западной Камчатки. Однако, по данным новейших исследований (Синельникова, Друщиц, 1971), этолонская свита датирована теперь верхним миоценом. Таким образом, если подобная корреляция зерна, то оленью свиту также следует считать более древней и тоже относить к верхнему миоцену. В. А. Бернштейном (1965 г.) в вулканогенных толщах фундамента о. Симушир обнаружены горизонты лав с обратной намагниченностью. В связи с тем что стратиграфическое положение пород совершенно неясно, то вопрос о наличии здесь верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых образований также не может быть решен однозначно.

Нет оснований и для предположительного выделения плиоценовых толщ на о-вах Расшуа и Матуа (свита двойная), описанных Д. С. Стратулой и Е. К. Мархининым (Мархинин, 1967). Эти толщи участвуют в строении явно четвертичных вулканов и практически ничем не отличаются от аналогичных образований в других разрезах тех же построек. Тем более что доводы, приводимые Е. К. Мархининым для подтверждения плиоценового возраста вулканических и вулканогенно-осадочных отложений, недостаточно убедительны и сводятся к следующему: «...1) туфоконгломераты несогласно перекрываются четвертичными террасовыми отложениями; 2) они мало изменены и, по-видимому, несогласно перекрывают горловскую, предположительно миоценовую свиту» (Мархинин, 1967, стр. 61). Необходимо отметить, что наиболее древние морские террасы на о-вах Матуа и Расшуа сформированы во второй половине верхнего плейстоцена, а, следовательно, могут срезать и четвертичные толщи, имеющие возраст вплоть до верхнего плейстоцена.

Не менее сложна проблема, касающаяся фундамента о-вов Симуширского блока. Б. Н. Пискунов и К. Ф. Сергеев (1970) указывают, что на перешейке Косточко на Симушире имеются породы, которые по характеру вторичных изменений могут быть условно сопоставлены с раннемиоценовыми образованиями других островов Курильской гряды. Однако в вулканических районах столь же сильные вторичные изменения пород могут наблюдаться в гораздо более молодых породах (Фрих-Хар, 1969), поэтому раннемиоценовый возраст измененных пород симуширской свиты не может считаться доказанным. Еще более сомнительны данные о наличии пород неогенового фундамента на о-вах Матуа

и Ушишир (Мархинин, 1967). Эти острова служат вершинами крупных четко обособленных вулканических массивов, активных до настоящего времени. Причем надводные части островов являются остатками достаточно хорошо сохранившихся вулканических аппаратов четвертичного возраста. Приведенные Е. К. Мархининым описанием предположительно нижнемиоценовых пород ушиширской и юрловской свит в общем типичны и для разрезов самых молодых вулканов Курильских островов на участках, которые подверглись интенсивным гидротермальным процессам. А такого рода участки пользуются широким развитием и на вулканах о-вов Матуа и Расшуа.

Критическое рассмотрение приведенных выше материалов показывает, что в настоящее время история формирования рельефа в начале новейшего геоморфологического периода может быть восстановлена здесь лишь весьма приблизительно. Отсутствие пород неогенового фундамента на большинстве о-вов Симуширского блока и глубоко погруженных террасовидных ступеней в верхней части склонов хребта позволяет сделать два предварительных вывода: 1) что данный блок — наиболее молодая часть внутреннего хребта, во всяком случае это относится к вершинной части хребта; 2) и что в начальный этап новейшего геоморфологического периода суша на большей части Симуширского блока отсутствовала. Не исключено даже, что на участке от о. Кетой до о. Райкоке в строении внутреннего хребта миоценовые и раннеплиоценовые породы вообще не принимают участия, а его основание сложено верхнеплиоцен-четвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, как это показано на рис. 81, *И*. Тем более что непосредственно к северо-западу этот участок хребта продолжается зоной подводного и надводного вулканизма на охотском склоне Онекотанского блока, имеющей предположительно верхнеплиоцен-четвертичный возраст. Оба эти образования, по-видимому, приурочены к единой мощной зоне растяжения, возникшей в конце плиоцена.

Что касается юго-восточного отрезка Симуширского блока, расположенного к югу от пролива Дианы, то здесь, видимо, картина формирования рельефа была несколько иной. К началу новейшего геоморфологического периода этот участок внутреннего хребта уже существовал в виде линейной положительной формы, сложенной миоцен-плиоценовыми породами. Поэтому вполне возможно, что он вместе с вулканическим хребтом в проливе Буссоль был выведен на дневную поверхность в эпоху высокого стояния суши в верхнем плиоцене и частично абрадирован, а в конце этапа снова опущен ниже уровня моря.

Таким образом, наиболее вероятно, что в конце верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового этапа суша в пределах Симуширского блока вообще отсутствовала.

Среднеплейстоценовый-голоценовый этап — главный в формировании наземного рельефа островной суши Симуширского блока, поскольку именно в это время были созданы практически все элементы рельефа, наблюдающиеся на территории современных островов. Несомненно также, что в среднем плейстоцене-голоцене значительные изменения в строении рельефа произошли также и в верхней части внутреннего хребта, скрытого ныне под уровнем моря.

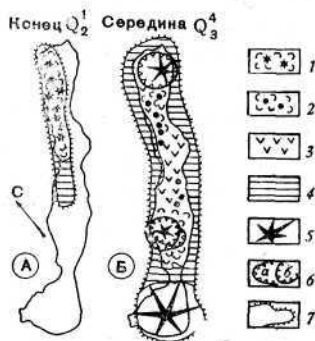
Наиболее древним из обнаруженных в настоящее время элементов рельефа, созданных в период среднеплейстоценового и голоценового этапа, являются площадки высоких морских террас в хр. Оленьем (о-ва Симушир). Об истинной высоте террас судить весьма трудно, так как они по большей части погребены вулканогенными толщами насаженных на них более молодых вулканических аппаратов. По немногим замерам, абсолютные отметки поверхности террас оцениваются в 350—500 м. Насколько можно судить по характерной для этого участка средней скорости тектонических поднятий, террасы подобной высоты должны иметь

среднеплейстоценовый возраст (см. табл. 16). Фундаментом террас здесь являются отложения оленьей свиты.

Площадки более низких (280—370 м) морских террас имеются на охотской стороне Симушира, к северо-востоку от вулкана Заварицкого. Предполагается, что террасы с такими абсолютными отметками могли сформироваться в течение верхнеплейстоценового межледниковья и во время среднеплейстоценового межстадиала. Как и в пределах более северного участка, площадки террас срезают здесь отложения оленьей свиты.

Рис. 89. Палеогеографические схемы острова Симушир

- 1 — действующие вулканы и их лавовые потоки;
- 2 — потухшие вулканы и их лавовые потоки;
- 3 — участки сильно разрушенного вулканического рельефа;
- 4 — морские террасы;
- 5 — действующие существенно пирокластические стратовулканы; б — кальдеры;
- а) образовавшиеся во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения, б) II фазы верхнеплейстоценового оледенения;
- 7 — древняя береговая линия



Насаженные на предположительно средне-верхнеплейстоценовые морские террасы вулканические постройки являются типичными мелкими и средними существенно лавовыми стратовулканами. В хр. Оленьем к ним относятся г. Оленья выс. 543,9 м, г. Узловая выс. 480,8 м, и др. В настоящее время все эти вулканические формы сильно разрушены. Причем одним из главных факторов разрушения наряду с эрозией и морской абразией являются многочисленные обвалы и оползни. Верхней возрастной границей для стратовулканов хр. Оленьего является время образования 90—100-метровой морской террасы, т. е. начало верхнеплейстоценового межстадиала. Таким образом, вулканы хр. Оленьего датируются концом среднего — началом верхнего плейстоцена.

По морфологии и степени сохранности к существенно лавовым стратовулканам хр. Оленьего весьма близки аналогичные образования средней части Симушира — вулканы Чикина, Иканминкот и расположенные в непосредственной близости два других безымянных вулкана.

Необходимо отметить, что на других островах Симуширского блока средне-верхнеплейстоценовые вулканические постройки пользуются ограниченным распространением. Достаточно уверенно фрагменты их выделяются лишь в южной части Расшуа, где они подрезаются 90—100-метровой межстадиальной морской террасой. На всех остальных островах в связи с локальным развитием комплекса террас верхнеплейстоценового межстадиала и мощным молодым вулканизмом выделение форм подобного возраста проведено более условно.

Подводя итог, можно заключить, что первая суша на территории Симуширского блока появилась не ранее среднего плейстоцена. Причем еще в начале верхнего плейстоцена здесь был всего один вытянутый в северо-восточном направлении остров, располагавшийся на месте северной части Симушира (рис. 89, А). Его длина составляла около 25 км, а площадь не превышала, вероятно, 70—100 км². Большая северная часть острова имела вулканический рельеф с высотами до 300—350 м. Южная часть характеризовалась развитием морских террас. В других местах суша появилась, по-видимому, не ранее верхнего плейстоцена. Возникшие маленькие острова представляли собой вершины крупных вулканических построек, основания которых были скрыты морем. В связи с не-

большой площадью и высотой суши даже во время регрессий моря острова, по всей вероятности, в среднем плейстоцене оледенению не подвергались.

Наиболее быстрый рост площади и высоты островной суши наблюдался во второй половине этапа. Причем главной причиной этого повсеместного роста служила интенсивная вулканическая деятельность. Весьма показательна в этом отношении история вулканической деятельности на о. Симушир, где в течение второй половины верхнего плейстоцена — голоцена возникли такие крупные вулканические сооружения, как сложно построенный вулканический массив Заварицкого, вулканы Мильна, Пик Прево, Уратман, кальдера Броутона.

Формирование вулканического массива Заварицкого началось, по видимому, либо в самом конце, либо непосредственно сразу после верхнеплейстоценового межледникового, так как наиболее древняя часть постройки (первая сомма, по Г. С. Горшкову) перекрывает одну из высоких межледниковых морских террас. По данным Г. С. Горшкова (1967), южная часть первой соммы сложена преимущественно лавовыми потоками от андезита до базальта. Пирокластический материал имеет подчиненное значение. В разрезе соммы в районе мыса Козлова наблюдается чередование горизонтов типичных вулканогенно-пролювиальных отложений и лавовых потоков. Вулканогенно-пролювиальные отложения содержат небогатый комплекс пресноводных диатомовых водорослей (10 форм из 7 родов), отражающий условия осадконакопления в неглубоком водоеме мезотрофного типа. Комплекс представлен умереннохолодолюбивыми северобореальными видами; арктические и южнобореальные виды не встречены. Сравнение этого комплекса с современным составом пресноводных диатомей позволяет считать климатические условия формирования осадков близкими к современным. По данным Е. Г. Лупкиной, обнаруженный здесь комплекс диатомовых водорослей хорошо сопоставляется с комплексами диатомей из отложений верхнеплейстоценового межстадиала других островов Курильской гряды.

Судя по сохранившимся фрагментам, первая сомма не являлась единым крупным вулканом, а состояла из слившихся между собой нескольких вулканических аппаратов, близких по типу к существенно лавовым стратовулканам. В результате гигантского взрыва вершинная часть постройки была уничтожена, а на ее месте возникла округлая эксплозивная воронка размером (по бровке ограничивающего уступа) 6х5 км. Некоторое время спустя воронка была частично занята вновь выросшими вулканами. По сравнению с ранее существовавшими формами новые вулканы в значительной мере были построены пирокластическим материалом. Последующий взрыв разрушил в большинстве случаев и эти вулканы. Остатки их сохранились в виде второй соммы. Г. С. Горшков указывает, что лавы из средней части разреза соммы представлены пироксеновыми андезитами. Возникшая воронка имела размер 6,5Х5,5 км. При образовании обеих воронок наряду с выбросом материала старых построек происходило извержение больших объемов ювенильной пирокластики, пошедшей на формирование обширных пирокластических покровов. Фрагменты этих покровов, сложенных игнимбритами, покрывают склоны первой и второй соммы, а также имеются и за пределами вулканической постройки. Точное время образования эксплозивных воронок не установлено, однако наиболее вероятно, что они возникли в конце верхнеплейстоценового межстадиала.

В голоцене во второй воронке вырос крупный конус существенно пирокластического стратовулкана. В настоящее время вершина вулкана уничтожена, а на ее месте располагается крупная эксплозивная форма, известная под названием кальдеры Заварицкого. При формировании ее было извергнуто большое количество дацитовой пемзы. Часть пемзы отложилась непосредственно в районе вулканического массива, образовав

здесь пемзовые пирокластические покровы. По данным Г. С. Горшкова (1967), для сохранившихся участков молодого стратовулкана характерен пестрый состав пород, изменяющийся от базальтов до дацитов.

Достаточно близок по времени возникновения и истории развития вулканический массив северной части Симушира. Первая его стадия развития выразилась в формировании существенно лавовых стратовулканов, сложенных андезитовыми и андезитобазальтовыми породами. Затем произошел гигантский взрыв, образовавший крупную округлую отрицательную форму, известную сейчас под названием кальдеры Брутона. В ходе образования последней наряду с материалом старых построек была выброшена огромная масса ювенильной пирокластики, сформировавшей на суше обширные пемзоигнимбритовые покровы. Однако главная часть изверженного материала отложилась в море. Непосредственно перед взрывом имело место образование дацитовых (андезитодацитовых) куполов с мощными лавовыми потоками. Остатки такого купола наблюдаются сейчас в районе западнее м. Песчаного. После взрыва вулканическая деятельность в кальдере не прекратилась. Здесь вырос крупный существенно пирокластический стратовулкан Уратман, сложенный породами андезитового и андезитобазальтового состава, а также пять-шесть экстрезивных куполов.

Вулкан Мильна и Пик Прево на Симушире являются более молодыми образованиями. Первый из них, по-видимому, начал формироваться в конце верхнего плейстоцена, однако значительная часть постройки была создана уже в голоцене. В конце голоцена мощным направленным к югу взрывом была уничтожена вершина вулкана. Но затем в образовавшемся открытом кратере вырос новый вулканический конус, в результате чего вулкан почти достиг прежней высоты. Наиболее молодым вулканическим аппаратом является сложно построенный побочный конус — Горящая сопка, расположенный на северо-западном склоне вулкана. Голоценовый возраст лавовых потоков северного подножья вулкана Милька устанавливается по налеганию их на 20—25-метровую абразионно-аккумулятивную и более низкие аккумулятивные террасы, возникшие в интервале от 7—7,5 тыс. лет назад до настоящего времени.

Существенно пирокластический стратовулкан Пик Прево создан полностью в голоцене. Слагающие его породы имеют базальтовый состав.

Во многом сходная картина вулканической деятельности в течение рассматриваемого отрезка времени наблюдалась и на более мелких островах Симуширского блока. Причем роль молодого вулканизма в формировании суши здесь еще выше, чем на Симушире, поскольку неогеновый фундамент в пределах этой части блока опущен на значительную глубину. Именно молодая вулканическая аккумуляция сформировала вершинную часть внутреннего хребта, а тектонические движения ее лишь несколько приподняли. Кроме Райкоке, все острова имеют отчетливое двухъярусное строение: основания их образованы слившимися между собой в разной степени разрушенными вулканическими постройками верхнеплейстоценового возраста, а вершинные части представляют прекрасно сохранившиеся голоценовые вулканы.

На о. Матуа остатки вулканических построек основания пользуются небольшим распространением в связи с тем, что они либо уничтожены морской абразией, либо погребены молодыми вулканогенными породами. Поэтому история «древней» вулканической деятельности не поддается пока уверенной реконструкции. Можно только предполагать, основываясь на морфологии сохранившихся фрагментов вулканических аппаратов и преобладании в разрезах горизонтов лав, что в верхнем плейстоцене здесь доминировали небольшие существенно лавовые стратовулканы, аналогичные тем, которые наблюдаются на других островах Симуширского блока. В конце верхнего плейстоцена — начале голоцена в северо-западной части острова вырос крупный существенно пирокластический

вулкан, вершина которого была впоследствии уничтожена мощным взрывом. Юго-восточная часть вулканического конуса представляет в настоящее время сомму вулкана Сарычева. В центральной части образовавшейся крупной (диаметр 3,8—4 км) эксплозивной формы во второй половине голоцена возник действующий вулкан Сарычева, сложенный породами андезитового и андезитобазальтового состава. Образование воронки сопровождалось выбросом значительных (до 4—5 км³) объемов ювенильной андезитовой пироклаستي. Голоценовая вулканическая деятельность проявлялась также в образовании шлаковых и лавовых конусов, имеющих сейчас в юго-восточной части острова.

На Расшуа верхнеплейстоценовые вулканические постройки сохранились значительно лучше. Они представлены здесь многочисленными существенно лавовыми стратовулканами, сложенными андезитами и андезитобазальтами. Вероятно, такого рода вулканические постройки были и в центральной части острова, однако при образовании крупной (размер 5,5х5 км) эксплозивной воронки они были уничтожены. Как и на других островах, возникновение воронки сопровождалось выбросом ювенильной пироклаستي. Судя по находкам на острове пемз, отвечающим по составу роговообманковым дацитам (Горшков, 1967), пирокластический материал имел довольно кислый состав. В конце верхнего плейстоцена — начале голоцена в центре острова выросли три сравнительно небольших существенно-пирокластических стратовулкана — горы Гнилая, Расшуа и гора 948,8.

Острова Среднего и Ушишир — это лишь вершинные части крупных вулканических построек, находящихся ниже уровня моря. Судя по сильной разрушенности вершин вулканов и развитию здесь 130—140-метровой подводной террасы, главная вулканическая деятельность имела место в доголоценовую эпоху. В конце верхнего плейстоцена и в голоцене поступление вулканических продуктов характеризовалось небольшими масштабами и не смогло компенсировать деятельность процессов разрушения. Точное время формирования островной суши установить пока не удалось. Вероятно, что здесь имеются как остатки более древних (о-ва Рыпонкича, Среднего), так и более молодых (о. Янкича) построек. На голоценовый возраст вулканической постройки о. Янкича указывают в частности, участки первичных склонов, которые в подобных условиях вряд ли могли сохраниться даже с конца верхнего плейстоцена.

На ближайшем к Симуширу о. Кетое в строении наземной постройки примерно равная роль принадлежит верхнеплейстоценовым и голоценовым вулканам. Г. С. Горшков (1967) указывает, что основанием острова является крупный кальдерный вулкан. Причем диаметр кальдеры достигает 5 км. Однако тщательный анализ аэрофотоснимков показывает, что здесь, как и на большинстве других островов, наблюдается, по-видимому, несколько мелких слившихся между собой существенно лавовых стратовулканов. Пятикилометровая кальдера на вершине вулкана также отсутствует. За нее ошибочно были приняты остатки двух крупных (диаметр 2,5—2,7 и 1,8—2 км) голоценовых кратеров. Голоценовая вулканическая деятельность выразилась в образовании двух крупных существенно пирокластических стратовулканов и нескольких мелких форм того же типа. По данным Г. С. Горшкова, древние постройки сложены преимущественно базальтами и андезитобазальтами, а современный действующий вулкан Пик Палласа — двупироксеновыми андезитами. Отмечены андезитовые пемзы и игнимбриты, но они найдены не в коренном залегании.

Отличающаяся прекрасной сохранностью и преобладанием первичных склонов выступающая над водой вершина гигантского вулкана Райкоке, несомненно, полностью сформирована в голоцене. Об этом свидетельствует и отсутствие на склоне вулкана 130—140-метровой подводной морской террасы.

Существует мнение (Горячев, 1966), что центральное звено Курильских островов, куда территориально входит и Симуширский блок, во второй половине четвертичного периода отставало в поднятии (или даже опускалось) сравнительно с северным и южным звеньями. Этот вывод основывался на погружении к центру Курил древней поверхности выравнивания. Выше уже отмечалось, что региональной денудационной поверхности выравнивания в северной части Курильской гряды нет. Нет этой поверхности и в пределах Симуширского блока. Причем непонятно, на каком основании она здесь была выделена, поскольку на всех островах практически все относительно равные и высокие площадки привершинной части связаны с позднечетвертичной вулканической аккумуляцией.

Наоборот, наличие высоких морских террас свидетельствует о явном поднятии Симуширского блока. Наибольшая высота имеющихся террас по сравнению с одновозрастными формами северного и южного участков позволяет даже предполагать, что средние скорости тектонических движений (2,3—2,4 мм/год) во второй половине четвертичного периода здесь были примерно в 1,2—1,4 раза выше, чем в пределах северного и южного участков. Общая амплитуда тектонического поднятия территории за период среднего плейстоцена-голоцена ориентировочно оценивается в 700—750 м.

Многие исследователи указывают на развитие в пределах рассмотренных в этом разделе островов следов четвертичных оледенений. Г. С. Горшков (1967), в частности, выделяет их на о-вах Матуа, Расшуа, Кетой и Симушир. Специальные исследования И. В. Мелекесцева не обнаружили здесь никаких явных следов ни верхнеплейстоценового, ни более древних оледенений. Так называемые трого и кары обычно имеют эрозионное происхождение или связаны с крупными обвалами. За ледниковые отложения принимались, как правило, поля развития мощных толщ обвальных отложений или заросшие и задернованные потоки глыбовой лавы.

Наиболее вероятно, что ни один из островов Симуширского блока не являлся крупным центром оледенения. Максимальная высота островной суши над уровнем моря в эпоху верхнеплейстоценового оледенения не превышала 400—100 м, а этого было мало для появления ледников, поскольку все острова, во-первых, располагаются достаточно далеко на юге (47—48° с. ш.), а во-вторых, со всех сторон окружены морем. Подобный вывод хорошо подтверждается также и данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, свидетельствующих о сравнительно небольших климатических изменениях во время межледниковых и ледниковых эпох на Курильских островах.

Для Симуширского блока характерен в настоящее время вулканический и денудационно-вулканический рельеф. В разной степени разрушенные четвертичные вулканогенные образования распространены в настоящее время на площади около 455 км², что составляет более 82% всей территории островной суши. Это наиболее высокий процент из наблюдаемых на Курильских островах. Относительно большая площадь (273 км², 50% всей суши) занята вулканическими образованиями позднеплейстоценового-голоценового возраста, что также является максимальной величиной для Курильской гряды. Денудационно-тектонический рельеф развит только на Симушире, на породах свиты оленьей.

Обращает внимание незначительное распространение аккумулятивных равнин аллювиального и морского происхождения. Резкое преобладание глубинной эрозии и исключительно высокая интенсивность морской абразии, по-видимому, реакция на общее быстрое поднятие суши. Наибольшие площади среди аккумулятивных равнин занимают холмистые равнины, сложенные мощными обвально-оползневыми толщами. Последние широко развиты на о-вах Расшуа, Кетой, Симушир.

В настоящее время островная суша Симуширского блока характеризуется максимальной высотой над уровнем моря за весь четвертичный период, включая эпоху верхнеплейстоценового оледенения. Это объясняется тем, что практически все наиболее высокие вершины островов — молодые вулканы, достигшие своих максимальных отметок лишь в голоцене. Однако наибольшая площадь суши была в эпоху низкого стояния моря во время наступления верхнеплейстоценовых ледников, когда обнажались обширные участки современного шельфа (см. рис. 89, Б). Но и в эти моменты в отличие от остальных блоков внутреннего хребта отдельные острова не сливались друг с другом, уменьшалась только ширина разделяющих их проливов.

Исключительно высокая интенсивность протекающих здесь рельефообразующих процессов как эндогенных была причиной наиболее быстрого на Курилах преобразования рельефа островной суши.

Урупский блок

Протяженность урупского блока внутреннего хребта, располагающегося между проливами Буссоль на северо-востоке и Фриза на юго-западе, составляет около 190 км. Северо-западное подножье хребта располагается на глубинах 200—300 м. Максимальная высота охотского склона хребта достигает 4500 м, тихоокеанского — 3600 м (см. рис. 81, Д—Е). Для вершинной части хребта характерна отчетливая террасированность. Прекрасно выражена подводная 130—140-метровая террасовидная ступень, а также серия надводных морских террас высотой до 280—300 м.

Наблюдается заметное отличие в строении охотского и тихоокеанского склонов хребта. Тихоокеанский склон целиком сложен породами складчатого фундамента. В пределах охотского склона складчатые толщи участвуют в строении лишь верхней части, основание же его полностью скрыто под молодыми вулканогенными образованиями. Близ северо-восточного окончания блока последние смыкаются с крупными вулканическими постройками, расположенными на дне Южно-Охотской глубоководной котловины (вулканы Броутона, Вавилова, Обручева и др.). Осевая часть хребта трассируется о-вами Уруп, Таира, Черные Братья. Практически все наиболее высокие вершины хребта — четвертичные вулканы.

Как и в других местах, реконструкция истории развития рельефа в течение верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового этапа встречается здесь наибольшие трудности, поскольку в пределах Урупского блока точно датированные образования такого возраста еще не обнаружены. Предположительно этот возраст имеет натальинская свита, выделенная на Урупе Б. Н. Пискуновым (1966). Свита сложена главным образом агломератовыми и псефитовыми туфами андезитобазальтов, туфобрекчиями, вулканомиктовыми гравелитами и конгломерато-брекчиями, встречаются шаровые лавы. Общая мощность отложений превышает 800 м. Плиоценовый возраст свиты дается на основании структурных построений и почти полного отсутствия изменений слагающих свиту пород. Однако этот возраст не подтвержден палеонтологическими данными. Анализируя фациальный состав, условия залегания и характер слоистости отложений, Б. Н. Пискунов делает вывод о накоплении их в литоральной и отчасти в неритовой зоне. Как и в других местах, вулканические постройки, слагаемые породами плиоценовой натальинской свиты, не поддаются реконструкции геоморфологическими методами. Судя по приводимым геологическим данным, породы свиты слагали относительно небольшие вулканические сооружения.

Условно к верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовому этапу может быть отнесена и часть вулканических построек на охотском склоне внутреннего хребта. Однако прямых указаний на этот счет не имеется.

Не может быть сейчас однозначно решен на основе имеющихся материалов и вопрос о том, когда в течение рассматриваемого этапа в районе урупского блока была суша, а когда он весь находился ниже уровня моря. Однако вполне вероятно допущение по аналогии с другими участками, что в течение первой половины этапа он был относительно поднят, а во вторую половину этапа (конец верхнего плиоцена — нижний плейстоцен) испытал значительное опускание. Косвенным подтверждением этого в какой-то мере служит широкое развитие глубоко погруженных (до 1000 м) террасовидных ступеней в пределах примыкающего к урупскому блоку участка внешнего хребта.

Вполне определенно можно только утверждать, что на протяжении всего первого этапа новейшего геоморфологического периода в районе урупского блока (за исключением охотского склона внутреннего хребта) господствовал денудационно-тектонический рельеф. Причем сам блок являлся четко выраженной положительной формой рельефа. К началу второго этапа суша на месте урупского блока все еще, по-видимому, отсутствовала, так как породы неогенового фундамента (даже включая сюда натальинскую свиту) не поднимаются здесь сейчас выше 500—600 м, тогда как рассчитанная величина тектонического поднятия этого района за средний плейстоцен-голоцен равна 700—750 м.

Второй этап новейшего геоморфологического периода был важнейшим для формирования горного рельефа островной суши урупского блока. В течение среднего плейстоцена-голоцена здесь были сформированы все выраженные в рельефе вулканические постройки, возникли морские террасы, была создана густая сеть глубоко врезаемых долин постоянных и временных водотоков. В результате мощных тектонических движений вышли из-под уровня моря и были подняты на высоту до 500—600 м породы складчатого фундамента. Вполне вероятно, что вторая половина четвертичного периода явилась временем возникновения главной массы вулканических сооружений на северо-западном (охотском) склоне внутреннего хребта и на прилегающих участках Южно-Охотской глубоководной котловины.

В связи с тем что высота пород неогенового фундамента не превышает сейчас 600—600 м, можно предполагать, что первая суша на месте урупского блока появилась не ранее первой половины среднего плейстоцена. Первоначально здесь возникли отдельные небольшие островки с плоской поверхностью, напоминающие современные мелкие острова Малой Курильской гряды. Но уже к концу первой половины среднего плейстоцена, в связи с продолжающимся тектоническим воздыманием территории и мощным вулканизмом, здесь появились уже довольно крупные массивы суши с горным вулканическим и денудационно-вулканическим рельефом. Аналогом такого рода островов, по-видимому, можно считать группу о-вов Черные Братья, расположенную северо-восточнее Урупа.

Среднеплейстоценовая вулканическая деятельность характеризовалась вначале преимущественно мощными площадными лавовыми излияниями. Андезитовые и андезитобазальтовые лавы этих излияний перекрыли почти всю площадь современной суши Урупа (рис. 90, А). В настоящее время сформированные тогда обширные лавовые равнины уже в значительной мере расчленены, но еще достаточно хорошо видны при дешифрировании аэрофотоснимков. На ряде участков они являются фундаментом высоких (до 300 м) морских террас, возникших во время верхнеплейстоценового межледниковья. Поэтому не исключено, что местами лавовые излияния происходили ниже уровня моря.

Через некоторое время извержения были локализованы в пределах четырех обособленных участков. 1) в районе северной части хр. Шокальского и в хр. Компанейском; 2) в районе южной части хр. Криштофовича. Вне этих участков вулканическая деятельность почти не проявлялась. На территории каждого из участков было сформировано боль-

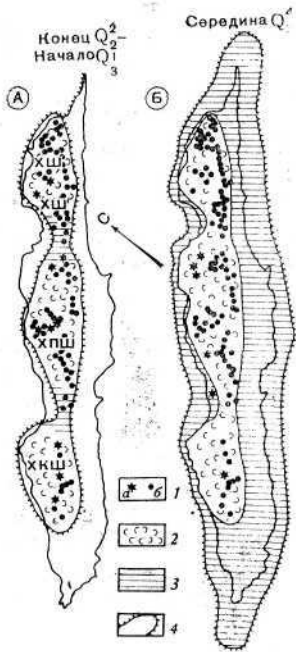


Рис. 90. Палеогеографические схемы острова Уруп

1, 2 — вулканы и их лавовые потоки: а) действующие, б) потухшие; 3 — морские террасы; 4 — древняя береговая линия. ШШ — хр. Шатского, ХПШ — хр. Петра Шмидта; ХКШ — хр. Криштофовича

время верхнеплейстоценового межледниковья на Уруп возникла серия абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 160—180 до 280—300 м. Возраст террас определен исходя из средней скорости (2,3—2,4 мм/год) тектонического поднятия урупского блока. Никаких относительных или абсолютных датировок террасовых отложений пока не имеется. Рассматриваемые террасы пользуются на Уруп очень широким развитием и относительно хорошей сохранностью. Насколько можно судить по положению тылового шва самой высокой межледниковой морской террасы, уже в начале верхнего плейстоцена Уруп существовал в виде крупного участка суши. Его длина превышала 80 км, а ширина достигала 10—15 км. Максимальные абсолютные отметки острова были, вероятно, равны 800—1000 м. К концу межледниковой эпохи общая площадь и его высота еще более увеличились. Во время верхнеплейстоценового межледниковья в районе Урупа впервые за четвертичный период появились участки денудационно-тектонического рельефа.

Особенно резко относительная высота и площадь суши в пределах урупского блока возросли в период низкого стояния уровня моря в эпоху верхнеплейстоценового оледенения (рис. 90, Б). Площадь островной суши превышала в то время современную площадь о-вов Уруп и Черные Братья в 2—3 раза, а высота достигала 1300—1400 м, т. е. была близка к современным максимальным отметкам вершин урупского блока. Поэтому вполне возможно, что наиболее высокие участки островной суши несли небольшие ледники. Но масштаб оледенения как во время I, так и II фазы верхнеплейстоценового оледенения был незначительным, поскольку явных следов ледниковой деятельности в пределах урупского блока не имеется. Относимые ранее (Горшков, 1967) к скульптурным и аккумулятивным ледниковым формам образования обязаны своим происхождением крупным сейсмотектоническим обвалам (р-н г. Высокой и др.)-

шое количество мелких и средних существенно лавовых стратовулканов, сложенных андезитобазальтами и андезитами. Наиболее характерным было линейно-гнездовое расположение вулканических аппаратов.

Самые древние вулканы возникли, по всей вероятности, еще в среднем плейстоцене, однако их формирование продолжалось, и в первой половине верхнего плейстоцена. Судя по наиболее плохой сохранности и отсутствию молодых действующих вулканов, относительно рано вулканизм прекратился в пределах северного участка. Это хорошо видно также потому, что здесь даже молодые вулканические постройки древнее 160—180-метровой морской террасы, возникшей в конце верхнеплейстоценового межледниковья.

Тектоническое воздымание и мощный вулканизм привели к тому, что к началу второй «ледниковой» половины среднего плейстоцена на месте современного Урупа возникла суша с горным вулканическим и денудационно-тектоническим рельефом. Однако максимальные высоты этой суши (приблизительно равные 500—700 м) были, скорее всего, недостаточны для появления ледников в столь низких широтах (между 45 и 47° с. ш.), на которых располагается урупский блок. Предполагается, что во вре-

В отличие от других блоков внутреннего хребта здесь в течение второй половины верхнего плейстоцена и в голоцене произошло очень сильное ослабление вулканической активности.

Вполне вероятно, в течение второй половины верхнего плейстоцена наиболее интенсивные вулканические проявления имели место в районе о-вов Черные Братья, где на поверхности оказалась вершина огромного вулканического сооружения, сидящего на охотском склоне внутреннего хребта. Эта вулканическая постройка была образована двумя крупным вулканами, слившимися своими основаниями, вершины которых поднимались выше уровня моря. О морфологии надводной постройки судить сейчас трудно, поскольку она была почти целиком уничтожена при образовании огромной вершинной кальдеры. На существование кальдеры впервые указал еще Г. С. Горшков, утверждавший, что п-ов Лапка вместе с расположенным к югу от него узким подводным хребтом «намечает как бы часть большой кальдеры, южная и западная часть которой обрзана сбросами» (Горшков, 1967, стр. 132—133). Характер подводного и надводного рельефа в окрестностях островов Черные Братья позволяет даже предполагать наличие здесь не одной, а двух крупных (диаметр 8—9 км) кальдер, частично перекрывающих друг друга. Центральная часть более молодой, северо-восточной, кальдеры занята сложно построенным вулканическим сооружением о. Чирпой. К. юго-западной приурочена вулканическая постройка о. Брат Чирпоев.

При образовании кальдер, как и в других местах, было, по-видимому, выброшено большое количество ювенильного пирокластического материала. Главная масса его выпала в море. Единственным местом, где он обнаружен на суше, является сейчас п-ов Лапка, водораздельная часть которого несет остатки пемзового пирокластического покрова. Пемза имеет дацитовый состав (Горшков, 1967).

Точное время возникновения кальдер неизвестно. Наиболее вероятно, что они относятся к началу второй половины верхнего плейстоцена. Косвенным подтверждением этого является большой процент пемзового материала в отложениях морских террас северо-восточной части Урупа, сформированных во время верхнеплейстоценового межстадиала. Ближайшим источником этих пемз мог быть только район о-ов Черные Братья, так как для самого Урупа кислые вулканические продукты малохарактерны.

В голоцене в кальдерах выросли сложно построенные вулканические массивы о-вов Чирпой и Брат Чирпоев. На Чирпое насчитывается не менее шести отдельных вулканических аппаратов. Наиболее крупным и древним из них является вулкан Чирпой, возникший, судя по его сохранности, в первой половине голоцена. Такой же возраст имеет и вулкан, расположенный к юго-западу от него. Все остальные вулканические постройки, несомненно, образованы во второй половине голоцена. По данным Г. С. Горшкова (1967), лавы наиболее молодых конусов Снуу и Черного представлены дупироксеновыми андезитами с содержанием SiO_2 59—60%.

На о. Брат Чирпоев фрагментом раннеголоценовой (возможно, позднеплейстоценовой) постройки является высота 528, образующая юго-восточную часть острова и представляющая остаток довольно крупного, существенно пирокластического стратовулкана. Вулкан Брат Чирпоев и все другие вулканические постройки возникли в конце голоцена, возможно даже в историческое время. Г. С. Горшков указывает, что породы вулкана Брат Чирпоев относятся к оливин-пироксеновым базальтам.

По сравнению со средним и первой половиной верхнего плейстоцена более молодая вулканическая деятельность второй половины верхнего плейстоцена и голоцена о. Уруп характеризовались значительно меньшими масштабами. Вся она была сосредоточена в это время в пределах

четырёх небольших по площади участков вдоль охотского побережья острова.

Самая северная и крупная группа молодых вулканических образований располагается к югу и юго-западу от залива Наталии. Г. С. Горшков назвал ее группой Колокол. Здесь насчитывается около 15 относительно небольших вулканических аппаратов разного типа мелких существенно пирокластических стратовулканов, шлаковых конусов и экструзивных куполов. Наиболее крупными являются вулканы Берга, Трезубец, Колокол, Борзова. Для всей группы в целом характерно преобладание андезитов, несмотря на заметные отличия в истории вулканической деятельности в западной и восточной ее частях. Для западной части группы характерны относительно небольшие вулканические постройки типа одноактных шлаковых конусов и мелких существенно пирокластических стратовулканов (Колокол, Борзова), возникших и действовавших в течение очень короткого времени (десятки и сотни лет). В восточной части группы располагаются вулканические сооружения более сложного типа — вулканы Берга и Трезубец, история формирования которых сопровождалась катастрофическими взрывами, почти целиком разрушавшими вулканические конуса. На каждом из вулканов прекрасно видны следы по крайней мере двух таких взрывов. Для современной стадии вулканической активности свойственно образование крупных экструзивных куполов. Интересно, что в ходе развития вулканов состав пород заметно не менялся. В частности, Г. С. Горшков отмечает, что и сомма вулкана Трезубец и его современный купол сложены дупироксеновыми андезитами.

Юго-западнее располагается вулканическая группа Три Сестры, которая образована двумя слившимися, близкими по высоте вулканами Три Сестры (998,7) и выс. 985, сложенными андезитодацитами. Оба вулкана, несомненно, возникли в голоцене. На это указывает прекрасно выраженный микро- и мезорельеф на поверхности первичных склонов конусов вулканов и связанных с ними лавовых потоков. Представление о большей древности вулканических конусов группы Три Сестры в связи с их сильной разрушенностью эрозионными процессами неверно, так как степень эрозионной переработки склонов вулканов, наоборот, очень невелика. Значительная разрушенность вулканических построек вызвана очень крупными молодыми (до современных) обвалами, развитие которых обусловлено здесь весьма широким распространением измененных пород, большими относительными превышениями и высокой сейсмичностью района.

Находящийся еще дальше к юго-западу вулкан Рудакова также образован двумя слившимися между собой вулканами. Однако в отличие от предыдущей группы голоценовый (скорее всего раннеголоценовый) возраст имеет только наиболее молодой из них — собственно вулкан Рудакова. Это типичный средних размеров существенно пирокластический андезитобазальтовый стратовулкан. Более древняя часть постройки, похожая на разрушенный существенно лавовый стратовулкан, вероятно, имеет верхнеплейстоценовый возраст.

Последняя из молодых групп (по Г. С. Горшкову, группа Ивао) расположена в средней части хр. Криштофовича и состоит из мелких существенно пирокластических стратовулканов (горы Высокая, Крутая и др.), шлаковых конусов и экструзивных куполов, образование которых сопровождалось излиянием мощных лавовых потоков. Всего здесь насчитывается шесть-семь самостоятельных эруптивных центров.

В целом наземная среднеплейстоценовая-голоценовая вулканическая деятельность на Урупке наиболее близка к таковой о. Парамушир. Отличия заключаются лишь в отсутствии четкой линейной ориентировки вулканических зон, характерной для Парамушира, и меньшем масштабе голоценового вулканизма.

Общие масштабы наземной вулканической деятельности второго этапа Урупского блока были, по-видимому, во много раз меньше подводной, проявлявшейся в пределах северо-западного склона внутреннего хребта и на прилегающих участках дна глубоководной Южно-Охотской котловины. Судя по данным океанологических исследований (Затонский и др., 1961), молодые вулканогенные породы перекрывают всю нижнюю и среднюю части склона внутреннего хребта (см. рис. 81, Е—Ж). Характерно большое количество гигантских вулканических сооружений высотой от 2 до 3,5 км: вулканическая группа Вавилова, вулканы Обручева, Чиринкотан и др.

В настоящее время выше уровня моря поднимаются вершины только двух крупных вулканических построек — вулканического массива о-вов Черные Братья и вулкана Чиринкотан. В прошлом число таких вулканов было, вероятно, больше. На это указывает наличие вулканов с плоскими вершинами, срезанными в результате абразионной деятельности: вулкан в 10 км к северо-западу от бухты Новокурильской, плоская вершина которого имеет минимальные отметки глубин 106 м, вулкан, расположенный в 18,5 км к западу от м. Ван-дер-Линда, вершина которого находится на глубине 262 м, и др.

Вторая половина верхнего плейстоцена — голоцен была временем образования серии прекрасно выраженных в рельефе и повсеместно развитых морских абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас. Наиболее высокие (40—45, 70—80 и 90—100-метровый) террасовые уровни сформировались во время верхнеплейстоценового межстадиала. Характерной особенностью отложений средней и нижней террас является обилие обломков дацитовой пемзы, что может свидетельствовать об усилении в это время интенсивности кислого вулканизма. Как уже отмечалось, возможным источником поступления кислой пирокластики служил, видимо, район о-вов Черные Братья. Но не исключено, что какая-то часть кислого пирокластического материала могла иметь и «урупское» происхождение. Тем более, что в районе вулканической группы Колокол имеются породы дацитового состава.

Абразионная и абразионно-аккумулятивная 20—25-метровая морская терраса сформировалась во время климатического оптимума голоцена. Специфической особенностью ее были очень небольшая ширина и эпизодическое, хотя и почти повсеместное распространение, а также небольшая (до 2—3 м) мощность отложений.

Комплекс низких аккумулятивных морских террас второй половины голоцена отличается незначительной (десятки, максимум, первые сотни метров) шириной, хотя эти террасы местами развиты на большом протяжении. Наибольшей ширины они достигают в глубоко вдающихся бухтах, особенно при впадении крупных водотоков.

Положение тылового шва как межстадиальных, так и голоценовых морских террас показывает, что за время с начала второй половины верхнего плейстоцена очертания береговой линии Урупа во время высокого стояния уровня моря существенно не изменились.

Для островной суши Урупского блока в настоящее время характерно преобладание вулканического и денудационно-вулканического рельефа, который развит на площади около 830 км² (57% всей территории островной суши). Главная роль принадлежит денудационно-вулканическому и вулканическому рельефу средне-верхнеплейстоценового возраста, молодой поздневерхнеплейстоценовый-голоценовый вулканический рельеф занимает резко подчиненное положение. Площадь их распространения равна соответственно 660—670 и 160 км².

Первостепенную роль играет вулканизм и в создании современного горного рельефа островной суши. Это хорошо видно, хотя бы потому, что вулканическая надстройка обеспечивает сейчас более половины современной общей высоты суши. Так, на Урупе кровля пород древнего фунда-

мента располагается на отметках до 500—600 м, тогда как высота многих вулканов достигает 1200—1350 м, а г. Высокая (высшая точка Урупа) даже 1426,4 м. Острова Черные Братья и Броутона вообще целиком сложены вулканическими породами: в районе Черных Братьев фундамент опущен ниже уровня моря, а о. Броутона — вершина гигантского (общая высота более 3 км) вулкана, поднимающегося прямо со дна Южно-Охотской глубоководной котловины.

Денудационно-тектонический рельеф развит на площади около 450 км² (30% всей островной суши). Этот рельеф характерен для участков развития в разной степени расчлененных морских террас, выработанных во второй половине четвертичного периода, но не перекрытых молодыми вулканическими образованиями. Именно этим определяется удивительная одновысотность вершинной поверхности участков денудационно-тектонического рельефа, а также максимальная высота последнего.

Как и все остальные блоки относительно быстро поднимающегося центрального участка внутреннего хребта, Урупский блок отличается очень слабым распространением аккумулятивных равнин аллювиального и морского происхождения, занимающих в сумме менее 1% островной суши. Наибольшим развитием среди аккумулятивных образований пользуются холмистые равнины обвально-оползневой генезиса. Они распространены на площади около 130 км², что составляет около 9% всей суши. Как правило, большинство обвалов и связанных с ними равнин приурочено к высоко поднятым участкам, расположенным непосредственно на берегу моря, поскольку здесь имеются наиболее благоприятные предпосылки для возникновения этих форм.

В связи с тем, что все главные вершины островов Урупского блока — вулканы голоценового возраста, островная суша в настоящий момент является самой высокой за весь четвертичный период. Даже в конце верхнего плейстоцена, в эпоху низкого стояния моря высота суши была меньше на 100—150 м, хотя общая ее площадь превышала современную в 2—3 раза. В то время о-ва Уруп и Черные Братья составляли единый массив суши. Мелкие острова с плоской вершинной поверхностью существовали также на месте вулканов, поднимающихся с охотского склона внутреннего хребта.

Современная эпоха характеризуется заметным ослаблением наземной вулканической деятельностью, однако четкая тенденция к тектоническому воздыманию территории Урупского блока, вероятно, еще сохраняется, о чем свидетельствуют преобладающая глубинная эрозия и незначительное развитие молодых аккумулятивных образований.

Итурупский блок

Кулисообразно смещенный к западу по отношению к Урупскому Итурупский блок внутреннего хребта протягивается от пролива Фриза на северо-востоке до пролива Екатерины на юго-западе. Его длина достигает 220—225 км. Северо-западное подножье хребта опускается на глубину более 3000 м, сопрягаясь с дном Южно-Охотской глубоководной котловины. Менее четко ограниченное от внешнего хребта юго-восточное подножье располагается на глубинах всего 300—500 м. Общая высота охотского склона превышает 4500—4600 м, океанского — не более 2000 м. Таким образом, налицо явная асимметрия (рис. 81, В — Г) склонов хребта. Ширина последнего по подножью равна в среднем 85—90 км, причем она почти не меняется в пределах всего блока. Вершинная часть хребта характеризуется отчетливой террасированностью. Подводные террасовидные ступени располагаются на глубинах до 500 м. В этом же интервале глубин (до 476 м) находятся и срезовые абразии плоские вершины вулканов. Четко выраженные морские надводные террасы характерны и для Итурупа, являющегося наиболее высокой частью хребта.

Как и на всех остальных островах, расположенных вдоль осевой части внутреннего хребта, максимальные отметки имеют вершины вулканического происхождения.

В целом надводный и подводный рельеф Итурупского блока сходен с рельефом Урупского блока, но является значительно более сложным. Как и там, породы складчатого фундамента полностью слагают лишь юго-восточный подводный склон хребта, а северо-западный имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя его часть образована породами неогенового фундамента, а выше доминируют более молодые вулканогенные образования. Наблюдается связь вулканических форм подножья северо-западного склона хребта и прилегающих участков дна Южно-Охотской глубоководной котловины. Однако имеются и существенные различия. Особенно это касается рельефа островной суши. На Итурупе нет относительно равномерного распространения четвертичных вулканических форм, как это наблюдается на Урупе. Наоборот, все вулканические образования объединены в четко обособленные группы, находящиеся на некотором расстоянии друг от друга. Для Итурупа характерно также своеобразное «островное» распространение выходов пород неогенового фундамента. В частности, в районе перешейков Рока и Ветрового неогеновый фундамент опущен ниже уровня моря. Более разнообразна на Итурупе и четвертичная вулканическая деятельность.

В пределах островной суши Итурупского блока пока не обнаружено отложений или форм рельефа, которые можно было бы уверенно датировать верхним плиоценом — нижним плейстоценом. В настоящее время на Итурупе принято относить к плиоцену парусную свиту, широко распространенную вдоль Охотского и Тихоокеанского побережий. В составе свиты преобладают туфобрекчии и конгломератобрекчии, составляющие в сумме не менее 60—75% всего разреза. Типичны прослой и линзы грубозернистых туфогенных песчаников и гравелитов, а также горизонты лав. Для отложений свиты характерны пологие (до 5—10°) углы падения. Общая мощность свиты ориентировочно оценивается в 800—1000 м.

Плиоценовый возраст свиты впервые был установлен В. Ф. Ероховым (1960) по комплексу фауны, собранной в районе м. Клин и пос. Славного и определенной А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович. По их данным, встреченные формы ископаемой фауны характерны для плиоцена, а вмещающие отложения параллелизуются с средней частью маруямской свиты Южного Сахалина и этолонской свиты Камчатки. В связи с тем что, по материалам новейших исследований (Гладенков, 1972; Шмидт, Синельникова, 1971), этолонская свита отнесена к верхнему миоцену, не исключено, что и парусная свита также может иметь верхнемиоценовый возраст. Тем более, что на севере Итурупа, по данным геологической съемки (Б. Е. Бевз, А. В. Шапошников и др.), парусная свита лежит согласно на породах верхнемиоцен-плиоценовой камуйской свиты. А из этого следует, что парусная свита достаточно древнее образование и относится к комплексу пород фундамента.

Нет оснований считать верхнеплиоценовыми — нижнеплейстоценовыми достаточно хорошо выраженные в рельефе вулканы гор Голубки, Поворотной, Верблюд и других в центральной части Итурупа, а также выделенную в 1962 г. (В. Е. Бевз, А. П. Шапошникова и др.) красиво-озерскую вулканогенно-эффузивную толщу. Эта толща слагает вулканические сооружения, не отличающиеся по степени сохранности от вулканов, образованных во второй половине четвертичного периода.

Возможно, что к рассматриваемому этапу относится формирование мощной сложно построенной грубообломочной толщи в районе перешейка Рока. Здесь в абразионных уступах и бортах речных долин обнажается толща, состоящая из многократного чередования прослоев и линз валунно-галечных отложений, алевроитовых туфов, лигнитов и торфа. Обломочный материал слабо окатан, в его составе преобладают эффузив-

ные породы. Максимальный размер обломков до 1 м. Слоистость в толще близка к горизонтальной, но в отдельных пачках наблюдается наклонная слоистость. По облику развитые здесь отложения больше всего напоминают дельтовые осадки небольшой горной реки, впадавшей в лагуну или крупное озеро. В одном из прослоев лигнита обнаружена богатая и достаточно разнообразная диатомовая флора озерного типа. Она состоит из 17 типично пресноводных форм, относящихся к родам *Melosira*, *Eunotia*, *Diploneis*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Surirella*. Наиболее обильно представлены из планктонных — *Melosira distance* (Ehr.) Kutz. forma — 4 и *Melosira* sp. (*M. italica* subsp. *subarctica* O. Mull.?) — 4, а из бентосных — *Diploneis elliptica* (Kutz.) Cl. var. *elliptica* et forma — 4. Общий состав флоры свидетельствует об умеренно холодном режиме водоема. Относительно возраста палеоводоема в настоящее время за недостатком сравнительного материала с полной определенностью высказаться нельзя. Против средне-позднеплейстоценового возраста его свидетельствуют морфологические отличия в строении панциря у ряда представителей флоры. Особенно обращает на себя внимание грубопанцирность *Melosira distance*. Однако, по мнению Е. Г. Лупкиной, ее нельзя идентифицировать с типичной для неогена *Melosira praedistance* Jouse. Среди неогеновых флор Камчатки и смежных территорий флора, подобная данной, не отмечалась. В целом молодой облик флоры, по мнению Е. Г. Лупкиной, позволяет считать, что формирование вмещающих ее осадков происходило или в самом конце плиоцена, или в раннем плейстоцене. За большую вероятность раннеплейстоценового возраста говорит отсутствие в составе данной озерной флоры видов, типичных для неогеновых озерных отложений.

Значительная мощность отложений (видимая мощность более 50 м), а также наличие нескольких горизонтов торфа и лигнита, перемежающихся с валунно-галечными и галечно-песчаными прослоями, указывают на то, что рассматриваемая толща накапливалась в условиях опускания территории. Неизвестно только было ли опускание локальным или региональным, захватывавшим по крайней мере весь Итурупский блок внутреннего хребта. Преобладание в разрезах исключительно грубообломочного материала и присутствие глыб до 1 м в поперечнике с несомненностью свидетельствуют о больших высотах размываемой суши. Обращает внимание наличие горизонтов переотложенной тефры кислого и среднего состава, указывающих на имевший в это время достаточно интенсивный эксплозивный вулканизм. Однако местоположение эруптивных центров, поставлявших пирокластический материал, не установлено.

В настоящее время выходы рассматриваемой толщи находятся на высоте от 0 до 50 м над уровнем моря. В связи с тем, что за вторую половину четвертичного периода Итурупский блок был поднят на высоту порядка 650 м, исходя из вычисленной для него средней скорости тектонических поднятий, равной 2—2,1 мм/год, можно предполагать, что в начале среднего плейстоцена наблюдающиеся сейчас в разрезах отложения находились на глубине около 600 м. В свою очередь это позволяет оценить амплитуду предыдущего тектонического опускания Итурупского блока предположительно в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене не менее чем в 600 м.

По мнению Ю. С. Желубовского (Желубовский, Прялухина, 1964), предположительно нижнечетвертичный возраст могут иметь слабо сцементированные песчаники и гравелиты цоколя морской террасы близ пос. Касатка, но они палеонтологически не охарактеризованы.

На всей остальной территории Итурупа верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения пока не обнаружены. Указание на широкое распространение на Итурупе нижнечетвертичных платоэффузивов не обоснованы достаточным количеством фактического материала. Имеющиеся

здесь покровы состоят из четко отбивающихся друг от друга отдельных мощных и протяженных лавовых потоков, что в общем характерно только для потоков, излившихся не ранее второй половины четвертичного периода. В пределах же более или менее уверенно датированных фрагментов нижнечетвертичных лавовых плато отдельные потоки не выделяются (Мелекесцев, 1969 а, б). Более того, по данным Ю. С. Желубовского, лавы основания п-ова Чирип, отнесенные ранее к нижнечетвертичным, имеют нормальную намагниченность, что свидетельствует об их молодом возрасте. Вполне возможно, что вулканические образования верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста на Итурупе все же были, но пользовались ограниченным распространением.

Незначительное развитие верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых осадочных толщ в пределах современной суши Итурупа при относительно больших площадях, занятых породами неогенового фундамента, свидетельствует о том, что на протяжении всего первого этапа Итурупский блок был хорошо выраженной положительной формой рельефа. В свою очередь слабое распространение вулканогенных образований верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, несомненно, подтверждает господство в течение этого отрезка времени денудационно-тектонического рельефа при резко подчиненном значении вулканического. Крупные вулканические массивы в верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене существовали, по-видимому, лишь в пределах северо-западного склона внутреннего хребта и прилегающих участков дна Южно-Охотской впадины. Вполне вероятно, что именно в это время возникли наиболее древние из распространенных здесь вулканических образований. Причем, как и в настоящее время, большая часть построек находилась под водой и только самые высокие вулканы поднимались выше уровня моря.

Не может быть однозначно решен на основании имеющегося фактического материала и вопрос о точном времени высокого и низкого стояния суши. Вполне очевидно только, что еще в самом конце верхнего плиоцена — начале нижнего плейстоцена высота суши была довольно большой, поскольку коррелятные отложения имеют грубообломочный характер, хотя уже и наметилась отчетливая тенденция к опусканию отдельных участков (возможно, блока в целом). К концу первого этапа, если судить по максимальным абсолютным отметкам кровли пород неогенового складчатого фундамента и амплитуде тектонического поднятия за вторую половину четвертичного периода, суша на месте современного Итурупа отсутствовала.

Как и в других местах, среднеплейстоценовый - голоценовый этап — главный в процессе формирования рельефа островной суши. В течение его произошло значительное тектоническое поднятие Итурупского блока, а также были созданы все выраженные в рельефе вулканические сооружения. В результате совместного воздействия вулканизма и тектонических движений на большей части острова возник горный рельеф.

В настоящее время максимальные отметки кровли пород складчатого неогенового фундамента в пределах островной суши Итурупского блока не превышают 350—400 м (бассейн среднего и верхнего течения р. Куйбышевки в средней части Итурупа), т. е. близки к высоте наиболее молодой морской террасы среднеплейстоценового межледниковья (см. табл. 4). Во всех же остальных местах породы неогенового фундамента не поднимаются выше 250—300 м, будучи срезанными абразионно-аккумулятивными морскими террасами верхнеплейстоценового межледниковья. Можно предполагать, что первая суша на месте современного Итурупа появилась не ранее второй половины среднего плейстоцена.

К среднему плейстоцену относится, по-видимому, и начало формирования наиболее древних из выраженных в рельефе вулканических образований, остатков обширных лавовых покровов и крупных пологосклон-

ных существенно лавовых стратовулканов. Характерна отчетливая приуроченность этих форм к нескольким обособленным вулканическим массивам. В северо-восточной части острова выделяются массивы Камуйский, Сибеторо, Стравкина, Добрынина, Цирк и Голец, в центральной — хребта Грозного, Перевальный и Верблюды, в юго-западной — хр. Богатырь и района оз. Красивого.

В пределах каждого из массивов вулканическая деятельность началась с площадных излияний мощных (10—50 м) и протяженных (до 8—10 км) андезитобазальтовых и андезитовых лавовых потоков. Слившись между собой, отдельные потоки образовали обширные слабо-выпуклые к центру лавовые покровы. На второй стадии происходит отмирание большинства эруптивных центров. Вулканическая деятельность локализуется в районе наиболее долгоживущих центров, где формируются существенно лавовые стратовулканы, также сложенные преимущественно андезитобазальтами и андезитами. В зависимости от длительности и интенсивности вулканической активности параметры возникших вулканов сильно варьируют.

Наиболее крупные из образований такого рода — хр. Камуй и вулкан Сибеторо, диаметр основания которых превышает 10 км, а высота достигает 800—1000 м. Заключительная стадия вулканической деятельности характеризовалась внедрением экструзивных куполов, сложенных породами, которые имеют состав от андезитов до дацитов. Наличие шаровых лав в основании некоторых покровов и низкое гипсометрическое положение подошвы этих покровов дает возможность предполагать, что в пределах ряда массивов вулканическая деятельность началась еще до того, как вершина внутреннего хребта вышла из-под уровня моря.

Точный возраст описанных образований не установлен. Ясно только, что они не моложе верхнего плейстоцена, поскольку срезаются морскими террасами, созданными в эпоху верхнеплейстоценового межледниковья. Что касается нижней возрастной границы, то она точно не определена, так как лавы ложатся непосредственно на породы складчатого основания. Однако относительно хорошая сохранность потоков, составляющих лавовые покровы, и наличие четких границ между ними не позволяют их датировать древнее среднего плейстоцена. Насаженные на эти покровы конусы существенно лавовых стратовулканов во многих случаях сохранили значительные участки первичных склонов, хотя имеются и сильно разрушенные постройки. Особенно это касается тех форм, которые располагаются сейчас недалеко от морского побережья. В целом же наблюдающиеся на Итурупке существенно лавовые стратовулканы практически не отличаются от однотипных форм Камчатки, возникших в среднем-верхнем плейстоцене.

Взаимодействие тектонических поднятий и вулканизма привело в конце среднего плейстоцена к появлению группы сравнительно небольших гористых островов с преобладающим рельефом вулканического происхождения. Максимальная высота островов, по-видимому, не превышала 700—800 м. Такая высота была явно недостаточной для возникновения и развития ледников в пределах расположенной между 44 и 46° с. ш. островной суши Итурупского блока даже в условиях сильного похолодания климата и низкого положения уровня моря, характерных для второй половины среднего плейстоцена.

Первая половина верхнего плейстоцена является временем образования очень широко распространенных на Итурупке абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Наиболее четкие уровни располагаются сейчас на высотах 140—160, 190—210 и 230—250 м. Судя по положению тыловых швов этих террас (рис. 91, А), береговая линия островной суши сильно отличалась от современной. В связи с тем что на поверхности террас обнаружены лишь единичные гальки и валуны или маломощные горизонты валунно-песчаных отложений пляжевого типа,

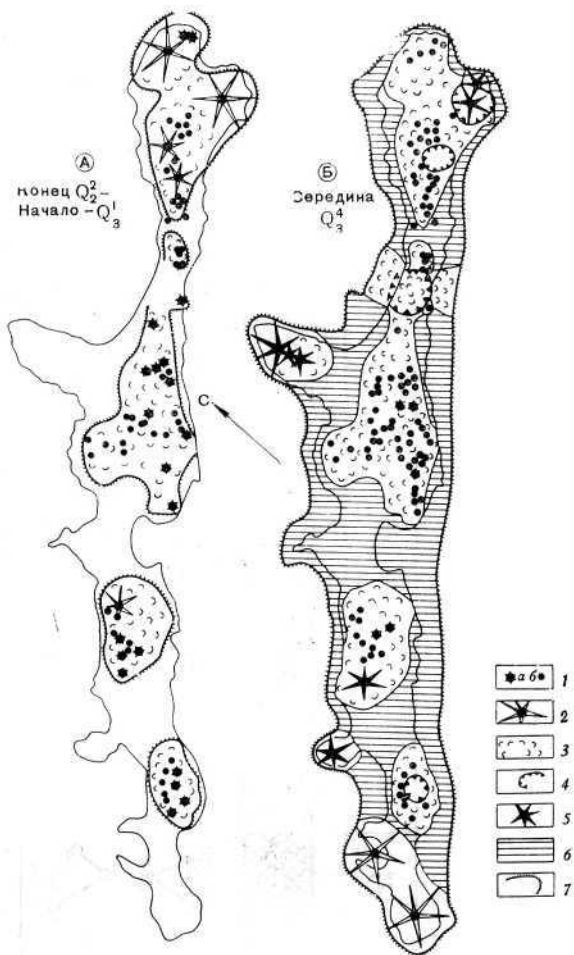


Рис. 91. Палеогеографические схемы Итурупского блока

1 — вулканы: а) действующие, б) потухшие; 2 — крупнейшие действующие существенно лавовые стратовулканы; 3 — лавовые потоки; 4 — кальдеры; 5 — действующие существенно пирокластические стратовулканы; 6 — морские террасы; 7 — древняя береговая линия

возраст их палеонтологически не обоснован. Датировка террас осуществлялась по их положению в системе уровней и соотношению с более молодыми морскими террасами, возраст которых определен достаточно уверенно. Предположение о верхнеплейстоценовом возрасте наблюдавшихся 140—160, 190—210 и 230—250-метровой морских террас подтверждается также хорошим совпадением реальных и рассчитанных для этого интервала высот террас (см. табл. 4).

Наиболее типичные вулканические образования первой половины верхнего плейстоцена — средние и мелкие существенно лавовые андезитобазальтовые и андезитовые стратовулканы. Большинство из них располагается в пределах рассмотренных выше вулканических узлов, начавших формироваться в среднем плейстоцене. По сравнению с ранее возникшими аналогичными формами верхнеплейстоценовые вулканы отличаются значительно лучшей сохранностью. В частности, они характеризуются преобладанием участков первичных склонов. Возраст вулканов определен на основании соотношения их с морскими террасами: вулканы сидят на поверхности среднеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых межледниковых террас и подрезаются более молодыми террасами, выработанными во время верхнеплейстоценового межстадиала. Типичными верхнеплейстоценовыми существенно лавовыми стратовулканами являются Камуй, Демон, Ребуншири и др. Наиболее широко эти формы представлены в хребтах Богатырь и Грозный.

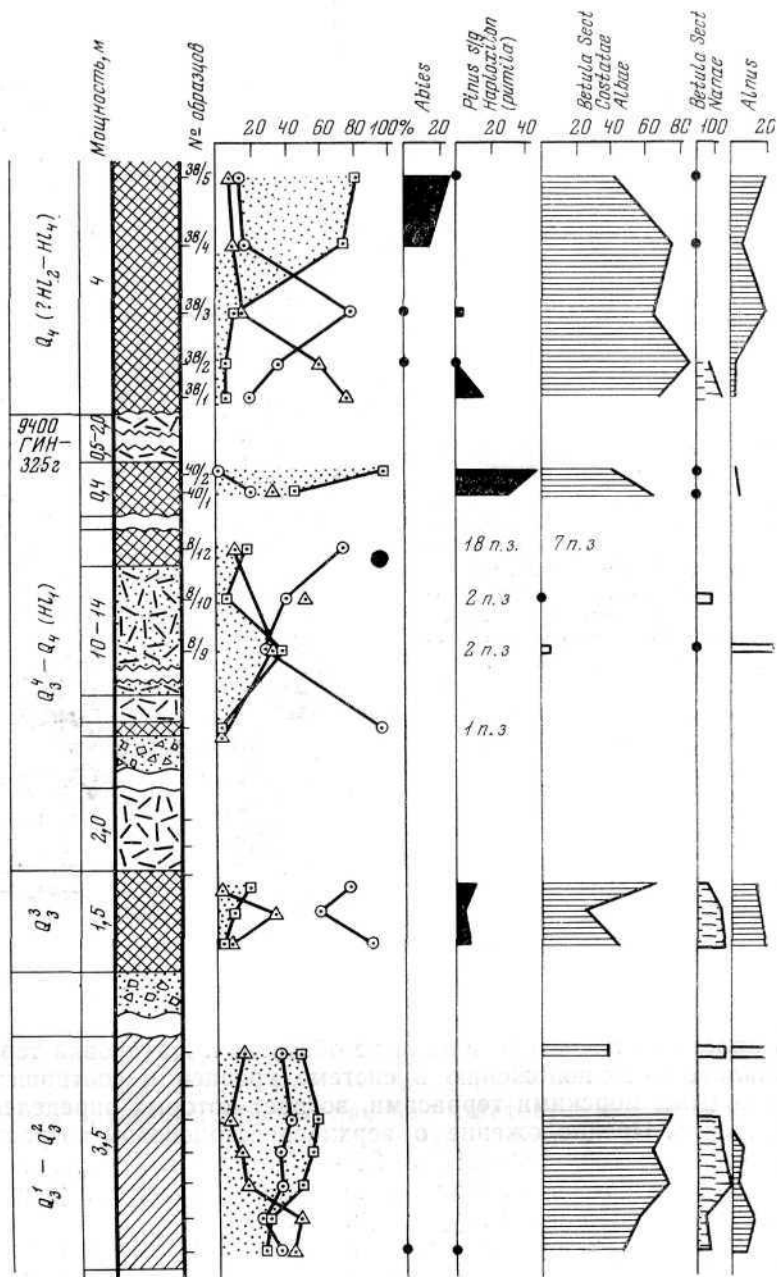
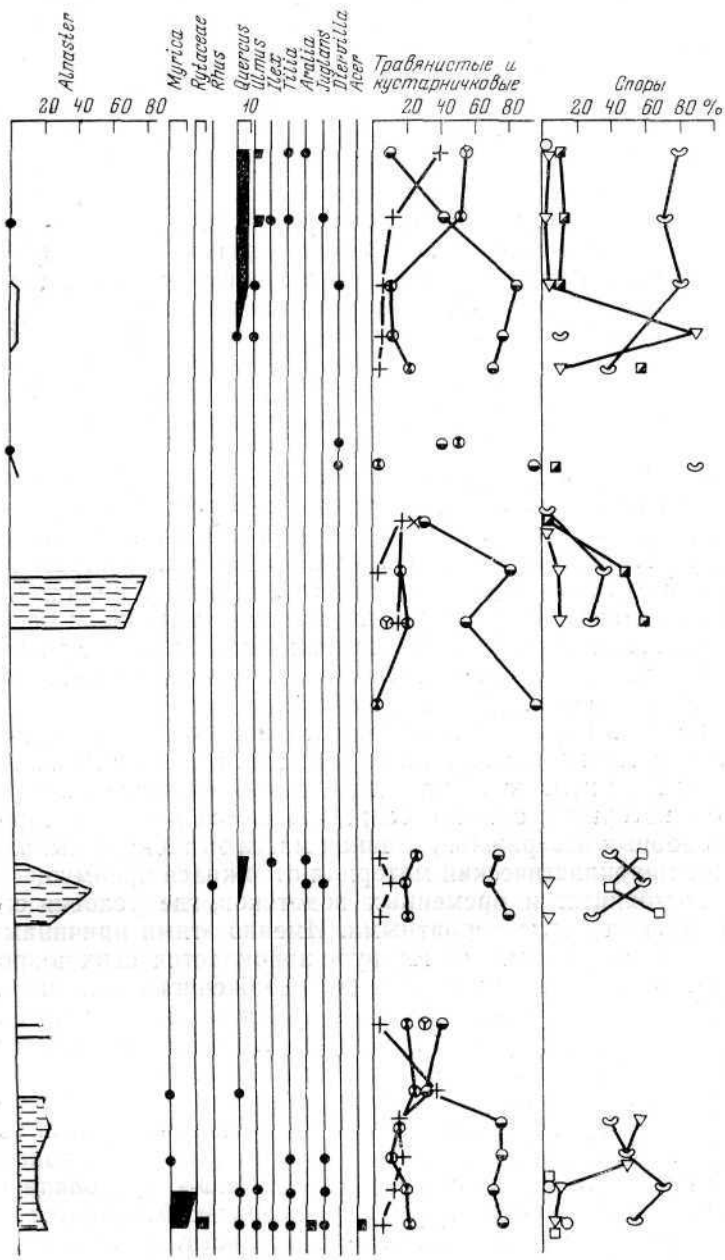


Рис. 92. Сводный разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений о. Итуруп (составлена И. А. Егоровой по материалам И. С. Евтеевой)

Условные обозначения см. рис. 84

К концу верхнеплейстоценового межледникового на месте современного Итурупа существовало четыре довольно крупных острова: северо-восточный (между проливом Фриза и перешейком Ветровым), центральный (между перешейками Ветровым и Куйбышевским), юго-западный (между перешейками Куйбышевским и Добрым) и крайний юго-западный (между перешейками Добрым и Рока). На месте перешейков Ветрового, Куйбышевского и Доброго располагались проливы. Острова характеризова-



лись преимущественным развитием горного вулканического и денудационно-вулканического рельефа, максимальная высота которого над уровнем моря достигала 1100—1200 м. Но имелись и участки денудационно-тектонического рельефа, представленного поднятыми на разную высоту площадками морских террас среднего-верхнего плейстоцена, развитых по периферии островов.

Климатические условия верхнеплейстоценового межледниковья, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, были близки к современным или несколько более мягкими (рис. 92). Поэтому можно ожидать, что в формировании рельефа островной суши принимал участие примерно тот же комплекс экзогенных рельефообразующих факторов, который характерен и для настоящей эпохи. Ведущая роль, несомненно, принадлежала мор-

ской абразии и аккумуляции и флювиальной деятельности. Однако вполне вероятно, что в отличие от современной эпохи, в связи с небольшим размером островов и широким распространением молодых вулканических форм, более широко были представлены временные водотоки.

Наиболее детально может быть восстановлена история формирования наземного рельефа Итурупского блока в течение второй половины верхнего плейстоцена и в голоцене, поскольку почти все возникшие в это время формы рельефа прекрасно сохранились, а взаимоотношения между ними хорошо видны. Важный рубеж в истории развития рельефа—граница, отделяющая первую и вторую половины верхнего плейстоцена. Во-первых, сильно меняется характер вулканизма: на смену преимущественно эффузивного типа вулканизма, свойственного началу этапа, приходит вулканизм смешанного типа, отличающийся извержением больших масс пирокластического материала. Во-вторых, резко ухудшаются климатические условия, а следовательно, изменится характер экзогенного преобразования рельефа по сравнению с верхнеплейстоценовой межледниковой эпохой.

Специфической особенностью вулканизма второй половины верхнего плейстоцена является массовый выброс пирокластического материала и формирование на месте эруптивных центров крупных отрицательных структур—кальдер и гигантских кратеров. К такого рода структурам относятся кальдеры Медвежья, Цирк, Урбич (оз. Красивое). Один из самых мощных центров извержения пирокластического материала находился в районе Ветрового перешейка. Насколько можно судить по расположению перечисленных центров, они были распределены относительно равномерно вдоль осевой части Итурупского блока.

На суше изверженный пирокластический материал пошел на формирование пемзоигнимбритовых покровов в окрестностях названных выше центров. Однако в связи с небольшой площадью островной суши и огромной силой взрывов, которыми обычно сопровождаются выбросы пирокластики в ходе подобных извержений, главная масса материала выпала в море. На суше же пирокластический материал отложился преимущественно в долинах постоянных и временных водотоков, где условия его захоронения были весьма неблагоприятными. Именно этими причинами объясняется ограниченное развитие на Итурупе пирокластических покровов, хотя предполагается, что общий объем изверженного материала достигал 100 км^3 . Наиболее крупные фрагменты пирокластических покровов сохранились в районе перешейка Ветрового. Небольшие участки покровов имеются сейчас в окрестностях кальдеры Медвежьей.

В одном из разрезов в районе кальдеры Медвежьей, по данным В. Ф. Остапенко (1967), суммарная мощность туфов и игнимбритов составляет около 275 м. Слагающие их породы соответствуют породам, имеющим состав от андезитов до дацитов ($59\text{—}68\% \text{ SiO}_2$), преобладают андезитодацитовые ($61\text{—}63\% \text{ SiO}_2$) туфы и игнимбриты. Отмечается до пяти мощных горизонтов пирокластики, что свидетельствует о мощных выбросах пирокластического материала. По очень приблизительной оценке И. В. Мелекесцева, общий объем пирокластики, ассоциирующейся с кальдерой Медвежьей, составляет около $20\text{—}25 \text{ км}^3$. В нижнем течении р. Глушь пемзовый пирокластический покров, связанный с этой кальдерой, ложится непосредственно на отложениях предположительно верхнеплейстоценового межледниковья, возраст которых определен на основе данных спорово-пыльцевого анализа и геолого-геоморфологических исследований. В свою очередь кальдера Медвежья моложе приуроченных к ней вулканов хр. Медвежьего, возникших в конце верхнего плейстоцена-голоцене.

Кальдера Цирк прекрасно выражена в рельефе, но ее пирокластические покровы не сохранились. Уступ кальдеры срезает вулканические постройки средне-верхнеплейстоценового возраста и перекрывается ла-

вами мелких существенно лавовых стратовулканов верхнего плейстоцена. По степени сохранности эта кальдера близка к кальдере Медвежьей и имеет, по-видимому, близкий с ней возраст.

Максимальная видимая мощность пемзового пирокластического покрова района перешейка Ветрового не менее 200 м. Судя по громадной мощности пирокластических отложений и распространению сохранившихся участков пемзовых покровов, последние занимали здесь обширные площади. Точное местонахождение центра извержения не установлено, так как в отличие от всех остальных случаев кальдера в рельефе не выражена. Возможно, это связано с тем, что извержение началось ниже уровня моря. Среди пирокластических отложений спекшихся разностей не обнаружено, хотя, по данным магнитных исследований, пемзовый материал в момент отложения и был нагрет выше точки Кюри (Мелекесцев и др., 1970). Изверженный пирокластический материал сходен по составу с дацитами, имеющими содержание SiO_2 65—67% (Бент, 1962). Общий его объем приблизительно оценивается в 30—40 км³.

Связанная с образованием пирокластического покрова тефра залегает в основании почвенно-пирокластического чехла, покрывающего поверхность межледниковых морских террас, а также захоронена под отложениями наиболее древнего уровня морской террасы, образованной в начале верхнеплейстоценового межстадиала. В последнем случае пемзовая тефра залегает среди толщи делювиальных отложений, накопившихся у подножья клифа, выработанного в породах парусной свиты. Нахождение горизонта тефры в континентальных отложениях, перекрытых мощной (более 40 м) толщей морских осадков, указывает, что выпадение тефры произошло при уровне моря, более низком, чем во время верхнеплейстоценового межстадиала. Все это свидетельствует о возникновении покрова в эпоху похолодания, соответствующую началу верхнеплейстоценового оледенения.

Из-за неблагоприятных условий захоронения пирокластические отложения, связанные с образованием кальдеры Урбич, в настоящее время не сохранились. В связи с тем что эта кальдера моложе средне-верхнеплейстоценовых существенно лавовых стратовулканов, а по сохранности близка к кальдерам Медвежьей и Цирк, она также отнесена к началу второй половины верхнего плейстоцена.

Как и в других местах, формирование рельефа Итурупского блока в начале второй половины верхнего плейстоцена происходило в более холодных, чем современные климатических условиях, в фазу регрессии моря. Суммарный эффект тектонического поднятия, вулканической аккумуляции и эвстатического понижения уровня моря привел к тому, что островная суша достигла в это время высоты 1100—1300 м. Значительное увеличение площади суши за счет осушения обширных участков шельфа привело к некоторому ослаблению смягчающего влияния моря в пределах центральных, наиболее приподнятых участков Итурупского блока. Все это могло привести к появлению на самых высоких вершинах небольших ледников карового и горно-долинного типа. Однако в связи с небольшим распространением участков с высотами более 1000 м общий масштаб оледенения был, видимо, небольшим. Во всяком случае скольконибудь значительных следов ледниковой деятельности этого времени на Итурупе не обнаружено.

Середина второй половины верхнего плейстоцена вновь характеризуется высоким стоянием уровня моря и относительно мягкими, близкими к современным, климатическим условиям. На последнее указывают данные спорово-пыльцевого и диатомового анализа отложений этого времени, обнаруженных в районе бухты Парусной (см. рис. 92).

Верхнеплейстоценовый межстадиал — это время формирования комплекса прекрасно выраженных и широко распространенных на Итурупе абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 35—40 до

80—85 м. Насколько можно судить по распространению пояса террас, они были образованы при очертаниях береговой линии, достаточно близких к современным. Но в отличие от современной эпохи суша все еще состояла из нескольких островов, разделенных проливами. Межстадиальный возраст террас подтверждается данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложений, а также результатами сопоставления с одинаковыми по высоте, морфологии и характеру осадков морскими террасами о. Кунашир, в пределах которого определен абсолютный возраст 80—85-метровой морской террасы. Сходные данные по возрасту 35—40-метровой террасы получены также и А. И. Александровой (1971).

В эпоху верхнеплейстоценового межстадиала мощная эксплозивная вулканическая деятельность, связанная с массовыми выбросами кислой пироклаستيку, прекращается, но в целом интенсивность вулканизма не ослабевает. Во-первых, вулканическая деятельность продолжается в пределах ранее возникших центров вулканизма: хребтах Медвежьем, Богатырь, Грозный. Во-вторых, на юге острова появились новые крупные вулканы Берутарубе, Львиная Пасть и Атсонупури. В районе п-ова Чирип подводная вулканическая деятельность сменилась наземной в результате того, что вершина гигантского вулканического сооружения, сидящего на охотском склоне внутреннего хребта, поднялась выше уровня моря. На первом этапе здесь был остров-вулкан, который впоследствии причленился к основному массиву островной суши Итурупского блока в виде далеко выступающего в море полуострова.

В хребтах Грозном и Богатырь продолжалось образование мелких и средних существенно лавовых стратовулканов, сложенных породами андезитового и андезитобазальтового состава. Однако здесь появились и новые вулканические формы рельефа, представленные андезитовыми экструзивными куполами и небольшими лавовыми конусами. В хр. Медвежьем и на п-ове Чирип началось формирование оснований крупных существенно пирокластических стратовулканов. Судя по сохранившимся фрагментам этих построек, для них были характерны андезитобазальты и базальты.

Вулканы Берутарубе, Львиная Пасть и Атсонупури возникли на единой линии северо-северо-восточного (аз. 20°) простираения. На продолжении этой линии в пределах акватории Охотского моря располагается по крайней мере еще два-три крупных подводных вулкана, выявленных в результате океанологических исследований. Вулканы Берутарубе и Львиная Пасть приурочены к осевой части внутреннего хребта, подножьем вулкана Атсонупури служит охотский склон хребта. Подводные вулканы сидят либо на склоне внутреннего хребта, либо непосредственно на дне Южно-Охотской глубоководной впадины. Общей особенностью надводных частей вулканов, несмотря на разницу их морфологии, является то, что они почти целиком сложены базальтами и андезитобазальтами. Преобладание основных пород и совпадение формирования названных вулканов с последним этапом базальтового ареального вулканизма, широко проявленного на Камчатке, позволяет высказать предположение о возможном родстве этих образований.

Конец верхнего плейстоцена вновь характеризуется ярко выраженным похолоданием, связанным с началом последней крупной фазы верхнеплейстоценового оледенения и низким положением уровня моря. Это похолодание отчетливо фиксируется по многочисленным данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов почвенно-пирокластических чехлов, облекающих поверхности высоких морских террас.

Значительное (более чем на 100—120 м) эвстатическое опускание уровня моря привело к слиянию всех островов в единый крупный массив суши (см. рис. 91, Б). Все проливы, разделяющие острова, исчезли. Резкое снижение базиса эрозии, несомненно, привело к мощному углублению долин рек и ручьев и интенсификации процессов размыва.

Максимальные отметки островной суши в это время, по оценкам И. В. Мелекесцева, достигли 1300—1400 м. Поэтому вполне вероятно наличие здесь небольшого горно-долинного оледенения в пределах наиболее высоко поднятых участков. Предполагаемые следы этого оледенения в виде небольших по размерам конечных морен и плохо выраженных в рельефе каров и трогов обнаружены на севере острова (район вулкана Камуй). Вполне возможно, что небольшие ледники существовали и в вершинной части хр. Богатырь, близком в это время по высотам к первому из названных участков. Однако сколько-нибудь заметных следов ледниковой деятельности здесь пока не обнаружено. В целом же, по всей вероятности, как и в начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи, общий масштаб оледенения был невелик.

Конец верхнего плейстоцена был временем наиболее интенсивного формирования широко распространенных существенно пирокластических стратовулканов, как вновь возникших, так и более ранних. В этому времени относится начало образования большинства существенно пирокластических стратовулканов хребтов Богатырь и Грозный, продолжается интенсивный рост аналогичных форм на п-ове Чирип и вулканов хр. Медвежьего, а также вулкана Атсонупури. Помимо существенно пирокластических стратовулканов вулканическая деятельность проявляется и на вулканах другого типа. Завершается формирование вулканических конусов существенно лавовых стратовулканов Берутарубе и Львиная Пасть, возникают многочисленные экструзивные купола. Все эти формирования сложены преимущественно андезитами и базальтами. Проявления кислого экструзивного вулканизма незначительны. Возможно, к самому концу верхнего плейстоцена относится образование небольшого дацитового пирокластического покрова в районе вулкана Львиная Пасть, остатки которого наблюдались в нижнем течении р. Горбуши. Незначительные выбросы кислого материала имели место при формировании экструзивных куполов в хр. Грозном.

Вулканическая деятельность в голоцене почти не отличалась от таковой в конце верхнего плейстоцена: наблюдается рост существенно пирокластических стратовулканов, образуются многочисленные экструзивные купола. Кислый экструзивный вулканизм также в общем имеет место в сравнительно небольших масштабах. Самые крупные выбросы пемзового пирокластического материала наблюдались около 9400 лет назад при образовании кальдеры Львиная Пасть. По оценке автора, общий объем изверженной пирокластике составил более 20 км³. В окрестностях вулкана Львиная Пасть возник обширный пирокластический покров, остатки которого сохранились в настоящее время на перешейках Рока и Дозорном. Максимальная мощность пемзовых отложений достигает сейчас почти 100 м. В разрезе пирокластического покрова выделяется до пяти горизонтов пирокластического материала, различающихся цветом, степенью уплотнения и размерами обломков. Отсутствие каких-либо других отложений, а также размыва между наблюдающимися горизонтами свидетельствует об очень коротком отрезке времени, в течение которого они все были отложены.

Довольно крупные выбросы дацитовой пемзы имели место в районе перешейка Ветрового. Центр извержения точно не установлен, однако предполагается, что он находился в районе маара оз. Тайного. Тефра этого извержения залегает в настоящее время в верхней части почвенно-пирокластического чехла всех верхнеплейстоценовых морских террас, в том числе и наиболее молодой из них, 35—40-метровой. Мощность горизонтов тефры в районе, непосредственно прилегающим к перешейку Ветровому, достигает 1—1,5 м.

В голоцене в результате эвстатического поднятия уровня океана после таяния верхнеплейстоценовых ледников площадь островной суши вновь резко сократилась и очертания ее приблизились к современным.

Однако в начале голоцена островная суша была представлена двумя островами, отделенными друг от друга неглубоким и нешироким (2—4 км) проливом в районе перешейка Ветрового.

К голоцену относится образование абразионно-аккумулятивной 18—20-метровой морской террасы, возникшей, по данным определения абсолютного возраста (по методу C^{14}) раковин из ее отложений, около 7 тыс. лет назад во время термического оптимума голоцена. Согласно расчетам, при формировании этой террасы уровень моря был на 3—3,5 м выше современного. В течение второй половины голоцена был образован комплекс низких аккумулятивных морских террас высотой 5—6 м. Интересно, что в конце формирования 5—6-метровой террасы Тихоокеанского побережья Итурупа (см. рис. 95) климатические условия были несколько более холодными, чем в настоящее время, поскольку в отложениях верхней части разреза ее отмечается комплекс диатомовых с преобладанием холодолюбивых форм. В состав комплекса входят представители двух родов *Pinnularia* (4 вида) и *Eunotia* (1 вид). Наиболее обильно представлены *Pinnularia lata* (Breb.) W. Sm.— 5, *P. alpina* W.— 3, *P. borealis* Ehr.— 2; остальные виды — единичными экземплярами. Это хорошо согласуется с данными о повсеместном похолодании климата и регрессии моря 4—4,5 тыс. лет назад.

В настоящее время Итуруп — самый протяженный (более 200 км длины) и крупный (площадь около 3200 км²) остров Большой Курильской гряды. Его максимальная отметка достигает 1634 м (вершина вулкана Стокап). Для острова в целом характерно преобладание горного вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Вулканогенно-денудационно-тектонический и денудационно-тектонический рельеф занимают подчиненное положение. Это хорошо видно из того, что сейчас четвертичные вулканические образования развиты на площади около 2060 км², занимая $\frac{2}{3}$ всей территории. Площадь, на которой прослеживаются нерасчлененные и слабо разрушенные вулканические формы конца плейстоцена-голоцена, равна всего 560 км², тогда как средние и сильно разрушенные вулканические постройки средне-верхнеплейстоценового возраста распространены на площади не менее 1500 км², не считая участков, где они были погребены под более молодыми вулканогенными толщами. Еще более велика роль четвертичного вулканизма в формировании горного рельефа островной суши. Наблюдающиеся в ее пределах участки горного рельефа либо целиком имеют вулканическое происхождение, когда неогеновый фундамент опущен ниже уровня моря, либо созданы в результате совместного эффекта тектонического поднятия и вулканической аккумуляции при ведущей роли последней, если фундамент поднят над уровнем моря. Дело в том, что максимальные отметки кровли пород неогенового фундамента не превышают 350—400 м, а обычно меньше этой величины, тогда как общая высота горного рельефа во многих случаях равна 1000—1500 м.

Всего на Итурупе насчитывается около 40 крупных вулканических построек: существенно пирокластических и существенно лавовых стратовулканов, щитообразных вулканов (Берутарубе, Львиная Пасть), кальдер и крупных эксплозивных воронок (Медвежья, Цирк, Урбич, Львиная Пасть), а также более 160 мелких вулканических аппаратов: шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов и мааров. Большинство вулканов является потухшими, однако насчитывается не менее 10—12 активных (Медвежий, Богдан Хмельницкий и др.). Большинство действующих вулканов относится к существенно пирокластическим стратовулканам.

Денудационно-тектонический рельеф приурочен к участкам развития в разной степени поднятых и расчлененных морских террас, не перекрытых вулканогенными породами. В связи с этим для него характерны отчетливая ярусность и выположенность водоразделов. Максимальные абсолютные отметки лимитированы высотой наиболее древних морских

террас и не превышают 350—380 м. Наиболее крупные массивы денудационно-тектонического рельефа расположены к югу и северу от хр. Богатырь, более мелкие участки находятся в северной части острова к северо-востоку от перешейка Ветрового. Следует отметить, что значительные площади, занимаемые ранее денудационно-тектоническим рельефом, погребены ныне молодыми вулканическими образованиями.

Островная суша расчленена в настоящее время густой сетью долин постоянных и временных водотоков. Большинство долин характеризуется V-образным поперечным профилем; лишь наиболее крупные из них, приуроченные к участкам развития денудационно-тектонического рельефа, имеют неширокое плоское дно, осложненное узкими локальными террасами. Возраст террас преимущественно голоценовый, очень редко встречаются фрагменты позднеплейстоценовых цокольных террас с относительной высотой до 35—40 м. Низовья речных долин отличаются наличием переуглубленных (по данным бурения) участков, мощность рыхлых отложений в пределах которых превышает несколько десятков метров. Возникновение этих участков произошло во время последнего низкого стояния уровня моря в конце верхнего плейстоцена 18—20 тыс. лет назад. Во время голоценовой трансгрессии они были затоплены морем и частично (местами полностью) выполнены рыхлыми аллювиальными, дельтовыми и лагунно-болотными отложениями. Как и на других островах, главная масса долин временных водотоков и ассоциирующихся с ними полей развития вулканогенно-пролювиальных отложений сосредоточена в окрестностях действующих и недавно потухших вулканов.

Аккумулятивные равнины экзогенного происхождения, представленные комплексом низких морских, озерных и речных террас, а также вулканогенно-пролювиальными равнинами, развиты на площади 180 км² (около 6% островной суши). Таким образом, и площадь и относительная роль аккумулятивных равнин на Итурупке намного больше, чем на соседнем о. Уруп. Вполне вероятно, это объясняется прежде всего разницей в скорости тектонического поднятия, которая на Урупке несколько выше.

Площадь, занятая отложениями сеймотектонических обвалов и оползней, составляет на Итурупке 63 км² (около 2% всей суши). Наиболее крупные участки обвально-оползневых равнин приурочены к вулканам хр. Грозного, вулканическим массивам п-ов Чирип и Камуй и вулкану Берутарубе. Именно здесь находятся и самые большие участки развития измененных пород.

В настоящее время Итуруп является гетерогенным образованием, состоящим из нескольких различных по строению участков. Наиболее характерны горные массивы, основания которых сложены породами неогенового фундамента, а вершины сложены разными по строению, степени сохранности и возрасту вулканами: хребты Медвежий, Грозный, Богатырь, вулканический массив района оз. Красивого. Это самые древние ядра островной суши Итурупского блока, возникшие в виде островов в среднем плейстоцене. На втором месте по площади стоят участки вулканического происхождения, представляющие собой надводные части крупных вулканических сооружений, основания которых располагаются либо на шельфе (вулканы Берутарубе и Львиная Пасть), либо на склоне внутреннего хребта (вулканический хребет п-ова Чирип, вулкан Атсонупури). Они также были ранее отдельными островами и присоединились к главной суше лишь в конце верхнего плейстоцена — начале голоцена. Третье место по площади занимают поднятые тектоническими движениями и террасированные в результате абразионно-аккумулятивной деятельности вершинные участки внутреннего хребта, сложенные дочетвертичными породами. На месте наиболее низких террас еще во второй половине верхнего плейстоцена — начале голоцена существовали проливы.

Современная эпоха отличается максимальными высотами островной

суши, поскольку самые высокие вершины являются молодыми вулканами, выросшими или продолжающими расти в голоцене. Однако наибольшая площадь суши в конце верхнего плейстоцена в период регрессии соответствовала понижению уровня моря во время максимального продвижения позднеплейстоценовых ледников 18—20 тыс. лет назад.

Общая тенденция к тектоническому поднятию, начавшемуся в среднем плейстоцене, сохраняется и в настоящее время. Причем скорость поднятия остается той же самой, т. е. равной около 2—2,1 мм/год.

Кунаширский блок

Кунаширский блок — самый южный блок внутреннего хребта, кулисообразно смещенный к западу по отношению к Итурупскому. Наиболее четкие естественные границы Кунаширский блок имеет с охотской стороны, где подножья внутреннего хребта поднимаются над дном Южно-Охотской котловины, отделяясь от последней системой разрывных нарушений общего северо-восточного простирания. Достаточно хорошо этот блок отделен и от Итурупского блока. Граница между ними проходит по осевой линии пролива Екатерины, направление которой, по-видимому, предопределено разрывными нарушениями северо-северо-восточного простирания. С тихоокеанской стороны граница между Кунаширским блоком внутреннего хребта и внешним хребтом менее отчетлива, однако можно предполагать, что ею является ось Южно-Курильского пролива, также, по всей вероятности, совпадающая с крупным разломом северо-восточного простирания. И совершенно неясна граница Кунаширского блока с о. Хоккайдо. Ширина внутреннего хребта по основанию колеблется в пределах 60—80 км, а длина достигает 170—180 км.

Характерна явная асимметрия склонов внутреннего хребта: охотский склон (800—4800 м) намного выше, чем тихоокеанский (600—1900 м) и в общем более крутой (рис. 81, А—Б). Наблюдается заметная разница и в геологическом строении. Подножье северо-западного склона отличается развитием прекрасно выраженных в рельефе вулканических образований и только верхняя часть склона сложена породами неогенового фундамента, юго-восточный склон весь сложен неогеновыми породами. Необходимо, правда, отметить, что масштаб вулканических проявлений у подножья Кунаширского блока намного меньше, чем у Итурупского. Площадь, занятая этими образованиями, заметно уменьшается к юго-западной оконечности блока.

Вершинная часть хребта отчетливо террасирована. Наблюдаются как подводные террасовидные ступени, расположенные на глубинах до 200 л, так и надводные, представленные комплексом абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных морских террас на о. Кунашир, который был наиболее высокой частью внутреннего хребта. Для острова характерно преобладание горного рельефа. Максимальная его высота 1822 м — вершина вулкана Тятя, площадь 1490 км².

На Кунашире верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения и формы рельефа пользуются ограниченным распространением. Пока к ним может быть отнесена только головнинская свита, впервые подробно описанная Е. К. Мархининым (1959). Она развита на юге острова в окрестностях вулканов Головнина и Менделеева. Для отложений свиты типичны преобладание дацитового переотложенного пирокластического материала и присутствие обильных обломков волокнистой пемзы. Поперечник отдельных блоков пемзы достигает 2—3 м. Для толщи характерна грубая, близкая к горизонтальной слоистость. Мощность прослоев колеблется в очень широком диапазоне, изменяясь от нескольких сантиметров до 10 м. Типично слабое и среднее уплотнение материала; сцементированные разности отсутствуют. Обилие грубообломочного материала, крупный размер и слабая окатанность обломков указывают на формирование толщи в непосредственной близости от центра изверже-

ния, характеризовавшегося массовыми выбросами кислой пирокластики. Выброшенный материал откладывался в прибрежной зоне моря. Видимая мощность свиты достигает 200 м.

Б. Н. Пискуновым и Т. П. Королевой, проводившими геологическую съемку о. Кунашир, в районе м. Пузанова в отложениях головнинской свиты собран комплекс фауны, который, по определению Л. В. Криштофович, позволяет датировать вмещающие породы плиоценом.

По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного И. А. Егоровой, в отложениях верхней части свиты в общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных растений и споры. Среди древесных доминирует (до 70%) пыльца хвойных растений: *Abies*, *Picea*, *Pinus*. Присутствует пыльца семейства *Taxodiaceae* и единично *Tsuga*. В большом количестве (до 30%) содержится пыльца сережкоцветных, в основном *Alnus*, *Betula*. Постоянно присутствуют *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*. Единично отмечена пыльца *Sciadopites*, *Pterocaria*. Споры представлены семейством *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Osmundaceae*, *Sphagnum*. Из травянистых встречаются *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Umbeliferae*, неопределенная трехбороздная пыльца. Полученные спорово-пыльцевые комплексы вполне сопоставимы с комплексами из отложений нижней части верхней эрмановской подсвиты этолонской синклинали Западной Камчатки (Скиба, 1968) и нижних горизонтов нутовской свиты Северного Сакалина (Табоякова, 1963). Много общего и с плиоценом Сусунайской и Поронайской депрессий Сахалина. В свете решений Охинского совещания рассматриваемые отложения можно датировать верхним плиоценом. Если учесть южное положение острова и представить, что в конце плиоцена существовала зональность, близкая современной, то эти отложения могли формироваться в одно время с отложениями нижней части группы Осака в Японии. Спорово-пыльцевые спектры соответствуют времени распада так называемой флоры *Metasequoia*.

В настоящее время кровля пород головнинской свиты располагается на высоте до 80—100 м над уровнем моря. С учетом того, что за вторую половину четвертичного периода Кунаширский блок, как и описанный выше Итурупский, был поднят на высоту до 650 м, можно предполагать, что в начале среднего плейстоцена наблюдаемые сейчас разрезы головнинской свиты находились на 550—650 м ниже уровня моря в то время. Из этого следует, что после своего формирования рассматриваемая толща в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене была опущена не менее чем на 500—600 м, учитывая условия ее накопления.

По мнению Ю. С. Желубовского (Желубовский, Прялухина, 1964), к древнечетвертичным образованиям относятся конгломераты, перекрывающие гранитоиды у м. Мечникова (Тихоокеанское побережье Кунашира). Однако, по данным новейших исследований (Полунин, 1969), эти конгломераты связываются с верхнеплейстоценовой морской террасой, имеющей возраст около 40 тыс. лет. Ю. С. Желубовский указывает также, что на Кунашире имеются и древнечетвертичные вулканогенные образования: эффузивное плато хр. Докучаева, пироксеновые андезиты близ м. Мечникова, платоэффузивы Охотского побережья района пос. Алехино, двупироксеновые андезиты и андезитовые лавобрекчи в основании вулкана Руруй и др. Однако нижнечетвертичный возраст этих образований ничем не обоснован.

Работы автора не подтвердили присутствие на Кунашире типичных платоэффузивов. Так называемые фрагменты платоэффузивов в хр. Докучаева и на других участках являются лавовыми потоками подножий небольших существенно лавовых стратовулканов и не связаны с ареальным вулканизмом или трещинными излияниями. Сами вулканы и связанные с ними лавовые потоки приурочены к поверхности среднеплейстоценовых морских террас, т. е. они более молодые.

Слабое развитие верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых осадочных толщ может служить указанием на то, что Кунаширский блок был на протяжении всего этапа положительной формой рельефа. Накопление мощной толщи отложений головнинской свиты объясняется, по-видимому, наличием в южной части блока одного или нескольких вулканических центров, поставивших огромное количество пирокластического материала, который отлагался в окрестностях. Однако вполне вероятно, что этот материал поступал сюда и с о. Хоккайдо, в пределах которого мощные выбросы пирокластического материала отмечались на границе верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена (Геологическое развитие Японских островов, 1968).

Вопрос о времени высокого и низкого стояния Кунаширского блока внутреннего хребта в течение рассматриваемого этапа не может быть решен сейчас однозначно, так как данных для этого еще недостаточно. Если допустить, что Кунаширский блок жестко сочленяется с о. Хоккайдо, с которым он непосредственно граничит, то наиболее вероятно предположение, что в верхнем плиоцене он, как и Хоккайдо, был относительно поднят, а в нижнем плейстоцене — опущен. Косвенным указанием на это служит также преимущественное проявление эксплозивного типа вулканической деятельности, свойственной для эпох воздымания (Erlich, Melekestsev, 1972). Неизвестно только, был ли Кунаширский блок во время эпохи воздымания только подводным поднятием, или часть его располагалась выше уровня моря. Однако наличие суши можно предполагать лишь для северной части блока, на юге крупные и высокие участки суши, по-видимому, отсутствовали даже в период наибольшего воздымания. Во время второй половины этапа вся вершинная часть Кунаширского блока была опущена ниже уровня моря.

На Кунашире, как и на большинстве других крупных островов Большой Курильской гряды, во второй половине четвертичного периода формировался наземный горный рельеф. При этом история формирования рельефа северной (к северу от линии оз. Лагунное — пос. Южно-Курильск) и южной частей острова заметно отличались.

В северной части Кунашира выровненная кровля пород неогенового фундамента поднимается в настоящее время до высоты 550—650 м, видимо, уже к началу среднего плейстоцена здесь могли быть невысокие плосковершинные острова, похожие на мелкие острова современной Малой Курильской гряды. К концу же первой половины среднего плейстоцена в результате тектонического поднятия неогеновые породы были выведены на дневную поверхность уже на значительной площади, образуя фундамент крупного, вытянутого в северо-восточном направлении острова (рис. 93).

Поэтому формирование среднеплейстоценовых вулканических построек происходило по большей части в наземных условиях. Насколько можно судить по сохранившимся фрагментам вулканических построек, типичными формами были существенно лавовые стратовулканы, сложенные типичными андезитами и андезитобазальтами. В настоящее время эти вулканы сильно разрушены и частично погребены под более молодыми вулканическими образованиями. Наиболее широко реликты подобных вулканов распространены в районе вулканического массива Камуй близ северной оконечности Кунашира. Их возраст определяется по соотношению с морскими террасами: основанием вулканов служат среднеплейстоценовые террасы, а сами они срезаются террасами, сформированными во время верхнеплейстоценового межледникового.

В конце первой половины среднего плейстоцена на месте северной части Кунашира существовал довольно крупный остров, поверхность которого была образована серией абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой до 150 м. На эти террасы были насажены конусы небольших существенно лавовых стратовулканов. Высота вулканов

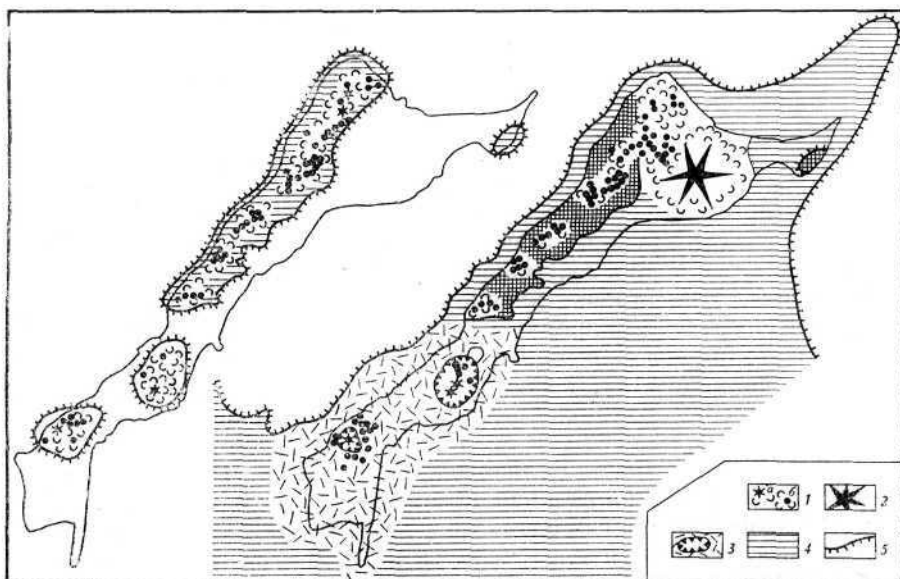


Рис. 93. Палеогеографическая схема острова Кунашир

1 - вулканы и их лавовые потоки: а) действующие, б) потухшие; 2 - действующие существенно пирокластические стратовулканы; 3 — кальдеры и связанные с ними пирокластические покровы; 4 — морские террасы; 5 — древняя береговая линия

не превышала 300—400 м, а общая высота острова была не более 450—500 м. Большинство вулканов было сосредоточено близ северной оконечности острова, на остальной территории они встречались эпизодически. Островная суша характеризовалась преобладанием денудационно-тектонического рельефа, вулканический рельеф в связи с относительно небольшим масштабом вулканизма занимал подчиненное положение.

В течение второй половины верхнего плейстоцена тип вулканических проявлений существенно не изменился: по-прежнему продолжалось формирование небольших и средних по размерам существенно лавовых стратовулканов, сложенных андезитобазальтами и андезитами. Вулканизм, непрерывное тектоническое воздымание блока и эвстатическое понижение уровня моря в связи с ростом ледников среднеплейстоценовой эпохи привели к увеличению высоты островной суши до 700—800 м. При этом в несколько раз возросла ее площадь. Однако такая высота, по-видимому, была недостаточной для появления здесь ледников. Во-первых, из-за относительно низкой широты (этот участок располагается южнее 45° с. ш.) и, во-вторых, в связи со смягчающим влиянием моря.

В первой половине верхнего плейстоцена масштаб вулканизма заметно сокращается. В это время вулканическая деятельность сосредоточивается на самом севере острова. В расположенном здесь Руруйском вулканическом массиве происходит образование наиболее молодых из находящихся здесь построек этого типа вулканов Руруй, Сибирицева и др. Завершающая стадия вулканизма в пределах Руруйского массива характеризуется излиянием очень мощных (до 30—40 м) андезитовых потоков вязкой лавы и формированием на месте центров извержения лавовых и экструзивных куполов Вильямса, Гедройца и др. Вполне вероятно, что вулканическая деятельность могла иметь место и в пределах участка, погребенного вулканогенными образованиями, связанными с возникновением молодого вулкана Тятя. Фрагмент одной из таких построек (выс. 748) наблюдается, в частности, в северо-восточном секторе подножья последнего.

Первая половина верхнего плейстоцена характеризуется формированием комплекса абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, имеющих в настоящее время высоту от 140—150 до 250 м. Наиболее широко они были распространены на Тихоокеанском побережье острова, где их ширина достигала 5—6 км. В результате тектонического поднятия появились небольшие плосковершинные островки на месте современного п-ова Ловцова и в районе г. Озерной.

Вторая половина верхнего плейстоцена и голоцен — это время формирования самого крупного и высокого на Кунашире вулкана Тятя. В отличие от более древних вулканических образований вулкан Тятя является типичным существенно пирокластическим стратовулканом, сложенным преимущественно породами базальтового и андезитобазальтового состава. История его формирования достаточно сложна. На первой стадии здесь, по-видимому, существовали несколько (две-три) самостоятельных построек, сидящих на линии северо-восточного (аз. 50°) простирания, продолжающей того же направления разлом у северо-восточной оконечности острова. Реликт одной из таких построек — вершина высотой 1352 м, расположенная к северо-востоку от вершины вулкана Тятя. На второй стадии продолжал действовать только один вулкан — современный вулкан Тятя. Продукты его извержения погребли почти все более древние постройки. Заключительная стадия активности отличалась мощными взрывами, в результате чего образовались крупный (до 2,5 км в поперечнике) кратер на вершине конуса и четыре менее (0,3—1,2 км) крупные эксплозивные формы на его склонах. Уже в историческое время в вершинном кратере вырос молодой конус. Интересно отметить, что начало вулканической деятельности вулкана Тятя практически совпадает с началом последнего крупного этапа базальтового вулканизма.

В начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи максимальная высота острова составляла не менее 1300—1400 м. Поэтому, возможно, наиболее высоко приподнятый район северного участка — вершинная часть Руруйского вулканического массива — являлась центром оледенения. Однако присутствие следов ледниковой деятельности этого времени позволяет говорить только об очень небольших размерах ледников и оледенения в целом.

Середина верхнего плейстоцена — время образования комплекса прекрасно выраженных в рельефе морских абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 35—40 до 80—85 м. Как и более древние межледниковые террасы, они лучше выражены на Тихоокеанском побережье. Наиболее высокая из террас этого комплекса имеет возраст несколько более 40 тыс. лет (см. ниже).

В конце верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи высота северного участка достигала уже 1500—1600 м. Поэтому не исключено, что в это время здесь были небольшие ледники, но, как и в начале эпохи, они не оставили сколько-нибудь хорошо заметных форм, что также свидетельствует о незначительном размере оледенения, если таковое вообще было.

В голоцене формируются наиболее молодые из выраженных на Кунашире морских террас: 18—20-метровая абразионно-аккумулятивная и комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 5—6 м.

История развития рельефа южной половины острова в течение второго этапа во многом была иной. Это относится и к истории вулканизма, и к истории формирования рельефа островной суши в целом.

На протяжении почти всего среднего плейстоцена вершинная часть юга Кунаширского блока была опущена ниже уровня моря. На это указывают небольшие высоты кровли неогеновых пород, не поднимающейся здесь выше 200 м, и отсутствие вулканических образований, которые можно было бы отнести к началу среднего плейстоцена. Исключение со-

ставляя лишь небольшой островок в районе г. Отдельной (474, 8 м), являющейся, по-видимому, отпрепарированным экструзивным телом.

Первые относительно крупные массивы суши возникли здесь либо в конце среднего плейстоцена, когда уровень моря значительно понизился, либо в начале верхнего плейстоцена, поскольку этот участок характеризуется широким распространением морских террас, сформированных во время верхнеплейстоценового межледниковья. Вероятно, к этому же интервалу относится и начало вулканической деятельности в районах вулканических массивов Менделеева и Головнина. Хотя и не исключено, что наиболее древние из развитых здесь вулканических аппаратов были созданы в течение первой половины среднего плейстоцена. Как и на севере, типичными формами первой фазы вулканической активности здесь были существенно лавовые стратовулканы, сложенные андезитобазальтами и андезитами. В настоящее время остатки этих вулканических построек распространены по периферии кальдер Менделеева и Головнина. Вполне возможно, как это предполагает Е. К. Мархинин (1959), что вулканическая деятельность началась здесь еще в подводных условиях. Однако он совершенно неправ, утверждая, что первый докальдерный этап вулканической активности в пределах обоих массивов характеризуется возникновением гигантских конусов вулканов, так как уступы кальдер срезают не одну крупную вулканическую постройку, а несколько мелких форм, различных по типу и времени образования. За счет тектонического поднятия и вулканической аккумуляции к концу первой половины среднего плейстоцена на месте южной половины Кунашира возникли два крупных, близких по строению рельефа острова. Наиболее высокие части этих островов имели вулканическое происхождение, представляя слившиеся между собой конусы различных по размеру и возрасту существенно лавовых стратовулканов, а периферийные равнинные участки являлись площадками невысоко поднятых и слабо расчлененных морских террас. Друг от друга острова были отделены нешироким проливом, расположенным в районе современного Серноводского перешейка. Такой же пролив разделял южную и северную часть Кунашира. Максимальные высоты островов не превышали 400—500 м. Поэтому благоприятных условий для появления ледников в среднем плейстоцене здесь не было.

Во второй половине верхнего плейстоцена в центральной части вулканических массивов произошли гигантские взрывы, сопровождавшиеся массовыми выбросами дацитовый пирокластике. Оба эти взрыва произошли практически одновременно, так как в районах кальдер Головнина и Менделеева изверженный материал перекрывает поверхность одной и той же 80—85-метровой террасы. Тем более, что абсолютные датировки органических остатков, лежащих непосредственно под отложениями пирокластических покровов, также очень близки: в районе кальдеры Менделеева $39\ 300 \pm 600$ и $40\ 200 \pm 750$ лет назад (ГИН-124, а, б), в районе кальдеры Головнина— $38\ 800 + 800$ л. н. (ГИН-581). Выброшенный пирокластический материал частично отложился на суше, где он образовал пирокластические покровы в окрестностях кальдер, а частично выпал в море. Общий объем пирокластике, ассоциирующийся с кальдерой Менделеева, по оценке И. В. Мелекесцева, равен $10\text{--}12\text{ км}^3$, а с кальдерой Головнина— $6\text{--}8\text{ км}^3$.

Посткальдерная вулканическая деятельность в кальдере Менделеева выразилась в образовании нескольких небольших существенно лавовых стратовулканов и более 10 лавовых и экструзивных куполов. Полость кальдеры была заполнена мощными лавовыми потоками. Большинство этих образований имеет верхнеплейстоценовый возраст и сложено, по данным Г. С. Горшкова (1967), дупирокластическими андезитобазальтами и базальтами. В голоцене возник только экструзивный купол центрального конуса, образование которого (предварялось излиянием

мощных потоков вязкой лавы. В отличие от более древних форм этот купол сложен дацитами с содержанием SiO_2 65,5%.

Посткальдерный вулканизм в кальдере Головнина имел значительно меньшие масштабы. Здесь возникли только три дацитовых экструзивных купола. Наиболее молодым вулканическим образованием является маар оз. Кипящего. Вполне вероятно, что он связан с историческим извержением, бывшим всего несколько сот лет назад.

В начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи максимальная высота в пределах южной половины достигала всего 500—600 м, а в конце ее не превышала 700—800 м. Поэтому трудно предполагать наличие здесь каких бы то ни было ледников в это время.

Середина второй половины верхнего плейстоцена — время образования комплекса абразионно-аккумулятивных морских террас высотой от 35—40 до 80—85 м. Однако в рельефе выражены лишь наиболее низкие из них, поскольку 80—85-метровый уровень погребен изверженным пирокластическим материалом, выброшенным при образовании кальдер Менделеева и Головнина. На Тихоокеанском побережье острова, к югу от м. Пузанова удалось датировать горизонт торфа, который лежит непосредственно на отложениях 80—85-метровой террасы. Его возраст оказался равным $41\,300 \pm 1000$ лет (ГИН-436), что позволяет относить время образования площадки террасы к началу верхнеплейстоценового межстадиала.

Полученные спорово-пыльцевые спектры из торфа бедные и представлены в основном пылью травянистых и кустарниковых растений (65%). Доминирует пыльца Ericaceae и Cyperaceae. Присутствует пыльца Gramineae, Compositae, Umbeliferae, Rosaceae и др. В группе древесных господствует пыльца семейства Betulaceae (*Betula* sect. *Costatae*, *Alnaster*), присутствует пыльца *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Haploxylo*n. Встречены споры Sphagnales, Bryales, Polipodiaceae. Во время образования торфа на острове были широко распространены открытые заболоченные пространства. Склоны гор занимали редколесья из каменной березы с травяным покровом из папоротников и высокотравья, большие площади занимал ольховник. По благоприятным местообитаниям сохранились небольшие участки темнохвойных лесов. Климат был несколько холоднее современного.

Диатомовая флора из горизонта торфа состоит из 36 форм пресноводных видов, относящихся к 11 родам. В ней доминируют: *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs f. sp.—5, *M. italica* var. *valida* (Grun) Hust. f. sp.—4, *Pinnularia viridis* var. *intermedia* Cl.—4, *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr. f. sp.—4, субдоминанты (оценки обилия «нередко»): *Eunotia fallax* A. Cl., *E. praeurpta* Ehr. var. *praeurpta* et var. *musciicola* Boye P., *E. valida* Hust., *Navicula contenta* Grun., *Pinnularia* aff. *divergentissima* (Grun.) Cl., *P. microstauron* var. *brebissonii* f. *linearis* O. Mull. X P. *isostauron* Grun. Общий характер комплекса: преобладание северобореальных форм диатомей и отсутствие южнобореальных, позволяет, по мнению Е. Г. Лупикиной, считать, что формирование его происходило в условиях, близких к современным.

Судя по полученным абсолютным датировкам и климатическим условиям времени формирования горизонта торфа, 80—85-метровая терраса возникла здесь в конце раннего потепления верхнеплейстоценового межстадиала, окончившегося около 45 тыс. лет (Кинд, 1972).

В начале голоцена южная половина Кунашира все еще состояла из двух отдельных островов, разделенных проливом в районе Серноводского перешейка. Воссоединение этих островов произошло только во второй половине голоцена, о чем свидетельствует развитие на перешейке позднеголоценовых морских аккумулятивных террас. Озеро лагунное — реликт наиболее глубокой части пролива, отшнурованной от моря перемычками из морских и лагунных осадков.

В современную эпоху хорошо видна разница в строении рельефа северной и южной половины острова. В северной части неогеновый фундамент поднят до высоты 500—600 м, а четвертичные вулканические образования развиты локально, за исключением участков, где располагаются сложно построенный вулканический массив Руруй и самый крупный и высокий на Кунашире вулкан Тятя. Поэтому здесь доминирует низкогорный и холмистый денудационно-тектонический рельеф на неогеновых породах. Характерна отчетливая ярусность рельефа, поскольку кровля неогеновых пород срезана площадками средне- и верхнеплейстоценовых морских террас. В южной части неогеновый фундамент не поднимается выше 200 м, а основная площадь занята вулканическими массивами Менделеева и Головнина. Преобладает вулканический рельеф, а холмистый денудационно-тектонический рельеф, возникший за счет расчленения верхнеплейстоценовых морских террас, занимает подчиненное положение.

В целом по острову вулканический и денудационно-вулканический рельеф развит на площади около 700 км² (45% всей островной суши). При этом ведущая роль принадлежит вулканическим образованиям средне-верхнеплейстоценового возраста. Единственное крупное молодое вулканическое образование — вулкан Тятя. Всего на Кунашире насчитывается сейчас более 100 вулканических форм. Большинство из них имеет небольшие размеры. Вулканическим формам принадлежит главная роль в формировании современного горного рельефа острова, поскольку все вершины выше 500—600 м на севере и выше 200 м на юге имеют вулканическое происхождение.

Кунашир отличается относительно большим распространением аккумулятивных равнин морского, озерно-лагунного и аллювиального происхождения, занимающих около 125 км². Это обусловлено главным образом тем, что во второй половине голоцена произошла ликвидация обширных морских заливов и проливов. Равнины, сложенные обвальнопользовными толщами, развиты на площади 23 км². Участки их имеются в пределах Руруйского вулканического массива, в кальдерах Менделеева и Головнина и других местах. Как правило, все участки приурочены к полям развития измененных пород.

В настоящее время островная суша Кунаширского блока имеет максимальные абсолютные высоты за весь четвертичный период, так как наиболее высокие вершины северной (вулкан Тятя) и южной частей (вулкан Менделеева) достигли своих наибольших высот в голоцене. Максимальная площадь суши отмечалась в конце верхнего плейстоцена, когда о. Кунашир соединялся с о. Хоккайдо и о-вами Малой Курильской гряды, образуя единый массив суши.

В современную эпоху сохраняется тенденция к общему тектоническому поднятию островной суши, начавшемуся в среднем плейстоцене. Средняя скорость поднятия за голоцен остается примерно такой же, как и за весь период, т. е. равной около 2—2,1 мм/год.