А. П. КУЛАКОВ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. П. КУЛАКОВ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук
Г. И. Худяков

590

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973

За последние годы накоплен обширный фактический материал, значительно дополнивший прежние представления о строении, распространении и закономерностях формирования древних береговых линий рассматриваемых морей. Систематизация, критический анализ и обобщение этого материала и есть цель настоящей работы, которая продолжает, таким образом, исследования, начатые Ю. Ф. Чемековым (1961а). Эти исследования позволяют подойти к выяснению многих актуальных и дискуссионных вопросов четвертичной геологии региона, так или иначе связанных с рассматриваемой проблемой, а также будут иметь и прикладное значение, например при поисках россыпных месторождений различных минералов на шельфе и в прибрежной зоне материка. Кроме того, на основе региональных работ представляется возможным решить некоторые теоретические вопросы данной проблемы.

Побережья Охотского и Японского морей являются благоприятным объектом для изучения древних береговых линий, поскольку они сформированы разнородными в геолого-тектоническом отношении и разновозрастными морфоструктурами с различным режимом тектонических движений в четвертичное время. Между тем, как подчеркивают многие исследователи (Кюнен, 1957; Флинт, 1963; Цейнер, 1963; Марков, 1967; Gill, 1967), изучение и последующее сопоставление морских террас различных геолого-тектонических зон может выявить важные закономерности процесса террасообразования на морских побережьях, в частности, установить роль тектонических (локальных и региональных) движений земной коры. Во-вторых, на территории восточной окраины материка, прилегающей к названным морским бассейнам, в четвертичное время существовали лишь локальные горно-долинные ледники, приуроченные к высокогорным участкам горных систем. Поэтому гляциоэвстатические движения, присущие, например, Фенноскандии или Северной Америке, здесь не имели места и не приводили к деформациям древних береговых линий. Исключение составляют п-ов Камчатка и прилегающая к нему территория Северного Приохотья, где ледники были более широко распространены (Резанов, 1964; Баранова, Бискэ, 1964; Брайцева, Мелекесцев и др., 1968) и, следовательно, гляциоизостатические движения вполне вероятны. Таким образом, тектонические движения, по крайней мере для большей части рассматриваемых побережий, проявлялись в «чистом» виде, что также благоприятствует разделению эффектов гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана и тектонических движений земной коры.

В основу работы положены личные исследования, проведенные автором в 1963—1970 гг. в Приморье, в Северо-Запад-

ном Приохотье, на Нижнем Амуре, на Курильских островах и о. Сахалин. Широко использованы фактические материалы, почерпнутые из литературных и фондовых источников.

В работе рассматриваются преимущественно наземные морские плейстоценовые отложения и поднятые древние береговые линии (морские террасы) или морские осадки, вскрытые скважинами в прибрежной зоне моря, поскольку сведения о строении рельфа и толщ рыхлых осадков шельфа пока что немногочисленны и схематичны.

Район исследований включает материковое побережье Охотского и Японского морей (от залива Шелехова на севере до Корейского пролива на юге) и систему островных дуг (п-ов Камчатка, Курильские и Японские острова и о. Сахалин). Частично рассматривается также геолого-геоморфологическое строение прилегающей к побережьям территории морского дна, главным образом материкового шельфа.

Количество работ, посвященных изучению различных вопросов четвертичной геологии этого обширного региона, чрезвычайно велико. Поэтому в целях сокращения текста автор отказался от традиционного обзора предыдущих исследований, заменив его кратким изложением основных теоретических представлений по существу рассматриваемой проблемы. Достаточно полные сведения о наиболее важных работах предшественников даны при описании древних береговых линий территории и далее по тексту.

Схематизм, противоречивость и разнородность литературного фактического материала обусловили необходимость критического подхода к его использованию. Критический анализ работ предшественников и новые фактические данные привели к новым представлениям по ряду спорных проблем четвертичной геологии региона.

В книге дается описание геолого-геоморфологического строения побережий Охотского и Японского морей (в том числе поднятых береговых террас), проводится анализ условий их формирования в свете современных теоретических представлений, рассматриваются отдельные вопросы четвертичной геологии региона и элементы некоторых палеогеографических реконструкций, намечаются направления дальнейших исследований.

Работа выполнена в лаборатории неотектоники и геоморфологии Дальневосточного геологического института Дальневосточного научного центра АН СССР под руководством канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр. Г. И. Худякова. Ему, а также всем сотрудникам лаборатории автор глубоко признателен за советы, дружескую критику, товарищескую помощь и поддержку, проявленные при составлении рукописи и подготовке ее к печати.

ГЛАВА I

ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ

В главе рассматриваются основные особенности геоморфологического строения материкового и «океанического» (система островных гряд) побережий Охотского и Японского морей, в том числе древние береговые линии этих бассейнов. Следами их являются морские отложения плейстоцена, поднятые выше или опущенные ниже современного уровня моря, и связанные с ними формы прибрежного рельефа. В пределах островных дуг преобладают поднятые морские террасы, верхние ступени которых располагаются на высоте 200—300 м и более над уровнем моря. В то же время во впадинах прибрежной зоны вскрыты мощные толщи морских отложений плейстоцена.

На побережье материка известны лишь самые низкие (голоценовые) террасы, а большая часть морских осадков залегает ниже уровня моря.

Из всего громадного литературного материала, известного для столь обширной территории, использован лишь наиболее ценный (с позиций данного исследования). Описание ведется по регионам: сначала рассматривается побережье материка, затем — островные дуги.

ПОБЕРЕЖЬЕ МАТЕРИКА

Южное Приморье и Корея

Первые сведения о морских террасах (высотой 15, 25—32, 45—50, 60, 120 и 300 м) на побережье Сихотэ-Алиня принадлежат Е. Ромеру и Т. Новаку, которые выполняли здесь маршрутные исследования в начале XX в. (см. Чемеков, 1961а). Упоминание о морских террасах в районе п-ова Муравьева-Амурского имеется также у П. В. Виттенбурга (1916). Террасу

высотой 3—4 м и несколько подводных ступеней вдоль берегов Южного Приморья описывает З. Барановская (1934). Несколько террасовых уровней (высотой до 18—20 м) на берегу залива Петра Великого отмечает Г. М. Власов (1957). По мнению Г. С. Ганешина (1957), на побережье Южного Приморья, главным образом по берегам бухт и залива Петра Великого, развиты два комплекса морских террас: древние террасы высотой до 20—25 м и низкие террасы высотой 1—1,5 и 2—2,5 м. Происхождение высоких уровней он связывает с послеледниковой трансгрессией, а низких — с голоценовой ингрессией Японского моря. Различной высоты морские террасы описывали здесь также геологи, производившие съемку прибрежной зоны. На основании имеющихся литературных данных Ю. Ф. Чемеков (1961а) пришел к выводу о том, что у берегов Сихотэ-Алиня и Приморья развиты морские террасы высотой 1—1,5; 2—2,5; 4—8; 14—16 и 18—20 м, возраст которых он определяет соответственно как голоценовый (для двух низких террас), позднеледниковый и верхнеплейстоценовый. И. И. Берсенев (1956, 1963), занимавшийся стратиграфией четвертичных отложений Приморья, отмечает развитие низкой морской террасы голоценового возраста вдоль побережья, а в устьевых частях речных долин, впадающих в Японское море, предполагает существование высоких надпойменных террас (20—40 и 50—60 м) нижнеплейстоценового возраста. В четвертичное время уровень моря испытывал, по его представлениям, неоднократные колебания с максимальной амплитудой от плюс 30 до минус 20—24 м (Берсенев, 1969).

По мнению В. В. Соловьева (1963), «морские четвертичные отложения в Приморье достоверно устанавливаются начиная со среднего отдела. В зависимости от неотектонического режима каждого конкретного участка побережья они или слагают террасы высотой от 1 до 35 м, или залегают ниже уровня моря, будучи перекрыты более молодыми осадками» (стр. 120). В. В. Соловьев (1959, 1963) вслед за И. И. Берсеневым, Г. С. Ганешиным, Ю. Ф. Чемековым и другими отмечает глубокое проникновение морских вод голоценовой ингрессии по долинам крупных рек южного Приморья и присутствие эстуарных осадков в основании пойменных террас этих рек. Несколько абразионных террас (высотой от 6—8 до 60—80 м) описывает В. И. Лымарев (1966) на берегах Уссурийского залива.

Таким образом, большинство исследователей считает, что морские террасы (в том числе и высоких уровней) широко распространены по берегам Южного Приморья. Однако проведенные здесь в последние годы автором совместно с А. М. Коротким работы позволили прийти к совершенно иным выводам. Прежде всего было установлено отсутствие высоких террас или каких-

либо других следов высокого стояния уровня моря на побережье Южного Приморья. Описываемые здесь многими исследователями в качестве террас уровни формировались в действительности в субаэральных условиях и являются, как правило, участками базисной полигенетической поверхности выравнивания. Вдоль западного и северного побережий залива Петра Великого последняя представлена обширными холмисто-увалистыми аккумулятивно-денудационными с корами выветривания равнинами со слабо врезанными в них речными долинами. Окраинные участки рассматриваемой поверхности погребены местами под уровнем четвертичной аллювиально-морской аккумуляции, что особенно хорошо видно на крайнем юго-западе Приморья в районе озер Тальми, Дорицине и р. Пакшекори (Никонова, 1966). К северу от мыса Поворотного, вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня, базисная поверхность выравнивания образует довольно узкие зоны, пространственно тяготеющие главным образом к долинам рек (рис. 1).

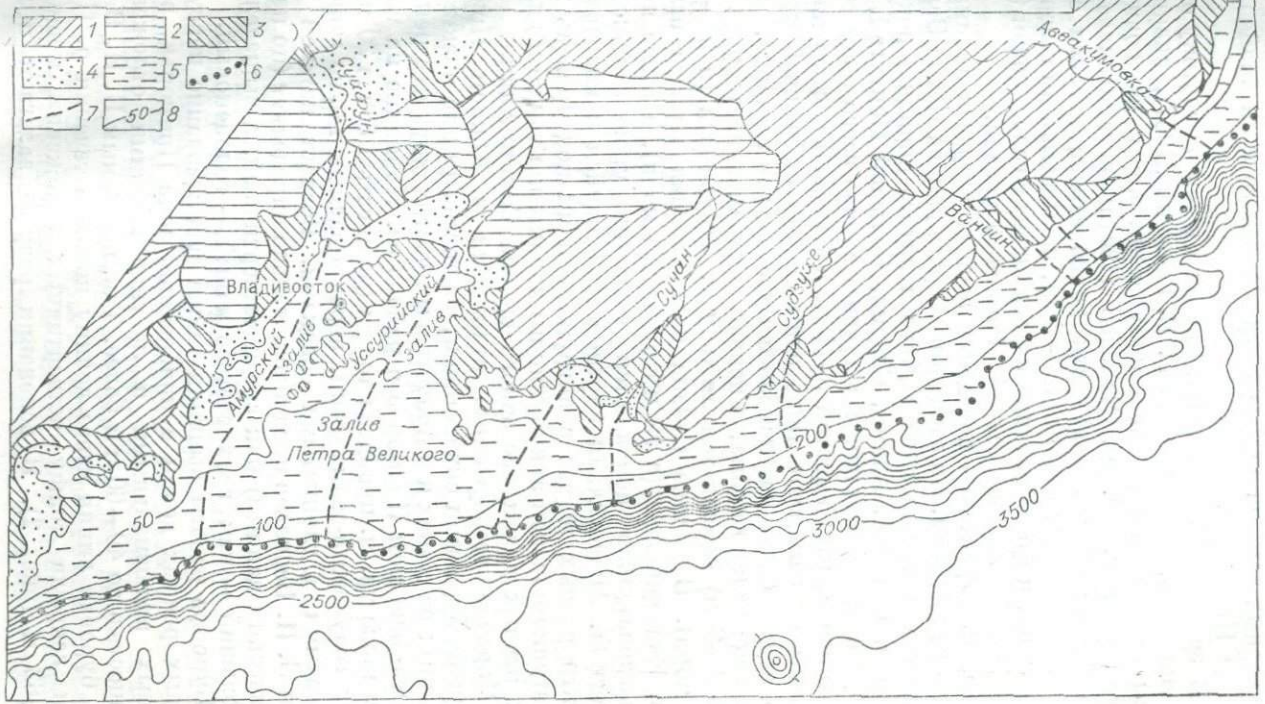
Формирование базисной полигенетической поверхности выравнивания Южного Приморья происходило в субаэральной обстановке, так как принимающие участие в строении этого уровня кайнозойские отложения представлены континентальными образованиями. Сохранившиеся в современном рельефе реликты рассматриваемой поверхности имеют почти исключительно плиоценовый возраст, поскольку они перекрываются плиоценовыми базальтами и в них врезаны более молодые четвертичные террасы (Денисов, 1965; Никонова, 1966).

Пологонаклонные аккумулятивно-денудационные равнины подрезаны современной береговой линией. Образовавшиеся при этом субгоризонтальные площадки различной высоты с сохранившимися кое-где на их поверхности пятнами флювиальных галечников и «раковинными кучами» (кухонными отбросами древних поселений) сходны по морфологии с настоящими морскими террасами, и лишь внимательное изучение геолого-геоморфологического строения прибрежной зоны позволяет сделать правильный вывод о генезисе этих уровней.

На широкое распространение раковинных куч по побережью Южного Приморья и необходимость более осторожных выводов о происхождении прибрежных уровней, на которых встречаются скопления раковин, указывают, например, Г. С. Ганешин, А. П. Окладников (1956) и В. В. Соловьев (1963). Последний считает, что вытянутые вдоль побережья скульптурные уровни с высотами до 100 м являются формами комплексной континентальной денудации, поскольку никаких доказательств в пользу морского генезиса подобных форм не имеется.

Проведенные исследования подтвердили существование лишь низкой (1—3 м) морской террасы и современных аккуму-

Рис. 1. Геоморфологическая схема территории Южного Приморья с элементами четвертичной палеогеографии. Составили А. П. Кулаков и А. М. Короткий (с использованием материалов Р. И. Никоновой, 1966).



1 — низко- и среднегорный рельеф; *2* — базальтовые плато плиоценового возраста; *3* — холмисто-увалистый рельеф (базисная полигенетическая поверхность выравнивания плиоценового возраста); *4* — аккумулятивная поверхность четвертичного возраста; *5* — окраина материка, испытавшая тектоническое погружение в четвертичное время и преобразованная в материковую отмель; *6* — предполагаемая береговая линия континента конца плиоцена — начала четвертичного времени; *7* — предполагаемые тальвеги погруженных речных долин; *8* — изобаты.

лятивных и абразионных форм на побережье. Они образуют обширные прибрежные низменности в основном вдоль западных и северных берегов залива Петра Великого и на крайнем юго-западе Приморья.

В заливах Уссурийском, Восток и к северо-востоку от мыса Поворотного, как отмечает Г. С. Ганешин (1957), низкие террасы встречаются редко и приурочены почти исключительно к устьям рек. Ю. Ф. Чемеков (1961а) рассматривает их в общей для всей северной части Тихоокеанского пояса системе низких береговых линий (1,5—3 м), называемой им северотихоокеанской, и формирование их связывает с голоценовой (послеледниковой) трансгрессией Мирового океана.

Очень характерно поведение речных террас в долинах рек прибрежной зоны. По западному берегу залива Петра Великого даже такие крупные (четвертого и пятого порядка) реки, как Янчихе, Гладкая, Адими, Сидеми, Большой Монгугай, Амба, имеют в нижнем течении в лучшем случае всего одну террасу (высокую пойму) высотой 3—4 м, а большей частью широкие долины их занимают лишь один низкий пойменный уровень. По долине Суйфуна, наиболее крупной реки района, распространена только пойма, а первая надпойменная терраса (высотой 6—7 м) появляется лишь у г. Уссурийска (в 50—60 км от моря). В долине Сучана надпойменная терраса отмечена у с. Екатериновка (в 12 км от берега моря), а выше по реке последовательно появляются еще три уровня цокольного строения. Аналогичная картина (сходящийся к низовьям рек спектр речных террас с погружением их под уровень поймы и лагунно-морской аккумуляции) характерна также и для многих речных долин восточного склона Сихотэ-Алиня.

Морские четвертичные отложения в Южном Приморье вскрыты буровыми скважинами, заложенными на низких прибрежных равнинах и в приустьевых частях крупных рек. Так, в Юго-Западном Приморье в районе оз. Дорицине на глубине 30 м ниже ур. м. пройдена толща (мощностью более 20 м) морских голубовато-серых глин, перекрываемых также морскими иловатыми и глинистыми осадками. Возраст нижней пачки глин Б. И. Васильев предположительно определяет (по палинологическим данным) как среднечетвертичный, а вышележащих отложений — как верхнечетвертичный — голоценовый.

Буровые работы выявили также существование переуглубленных речных долин в прибрежной зоне Приморья, выполненных аллювиальными и лагунно-морскими отложениями мощностью до 40—60 м и более. Так, по данным Б. И. Васильева, буровая линия через долину нижнего течения р. Пакшекори вскрыла толщу четвертичных отложений мощностью 60—62 м (рис. 2). В основании разреза залегают песчано-

галечниковые, очевидно, аллювиальные отложения мощностью 20—25 м, которые перекрываются морскими глинистыми и илисто-песчаными отложениями, имеющими в подошве прослои с включениями гравия и гальки. Нижележащую галечниковую толщу Б. И. Васильев условно относит к среднечетвертичным отложениям, а перекрывающие ее морские осадки—средне-верхнечетвертичным и голоценовым. Аналогичный разрез вскрыт при бурении в вершине бухты Угловой (Ю. Б. Евланов и др., Б. И. Васильев и др.). Здесь толща песчано-галечниковых образований с максимальной мощностью до 20 м (предположительно аллювий среднечетвертичного возраста) перекрывается морскими глинами и илами (мощностью 10—15 м) верхнечетвертичного и голоценового возраста (см. рис. 2). В долине нижнего течения р. Суйфун мощность четвертичной толщи достигает 40—45 м (скважина 216а), при этом нижняя половина разреза представлена аллювиальными фациями (пески и галечники с прослоями глин), а верхняя — морскими отложениями (ил с прослоями песка и глины) мощностью 18,5 м. Возраст последних, по данным В. С. Рынкова и др., принимается верхнечетвертичным и голоценовым.

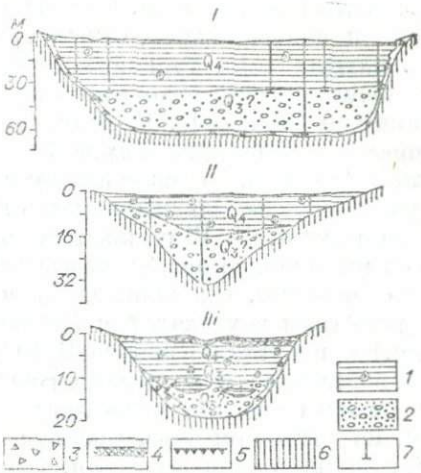


Рис. 2. Схематические геологические разрезы побережья Южного Приморья.

I — долина р. Пакшекори в нижнем течении (по Б. И. Васильеву и др.); *II* — вершина бухты Угловой (по Ю. Б. Евланову и др.); *III* — устье р. Тихангоу (залив Восток) (по А. М. Короткому). *1* — лагунные и прибрежно-морские отложения (пески, илы с фауной моллюсков); *2* — аллювиальные отложения (пески с гравием и галькой, галечники); *3* — склоновые отложения (суглинки и глины со щебнем); *4* — торф; *5* — почва; *6* — породы плотика; *7* — скважины.

Скважиной, пройденной в вершине залива Америка, вскрыты, по данным В. И. Деньковской, морские илы и пески с ракушечником (мощностью 27 м), подстилаемые аллювиальными гравийно-галечниковыми отложениями с песком и валунами (мощностью 36,5 м). Сходный разрез установлен, по данным С. А. Призанта, для акватории бухты Находка. Многочисленными скважинами здесь вскрыта толща морских илов с обломками раковин (мощностью до 20—24 м), ниже которых залегают темно-бурые суглинки и супеси с песком, галькой и щебнем

(мощностью свыше 20 м). Последние рассматриваются как склоновые и аллювиальные отложения.

Аллювиальные гравийно-галечниковые и склоновые супесчано-суглинистые отложения залегают также под морскими илами, по данным И. Г. Шахгельдяна и И. Е. Гороховского, в пределах акватории бухты Врангеля, по восточному берегу залива Америка. Морские осадки имеют здесь мощность до 15 м. В районе бухты Ольги мощность морских илов и песков, судя по данным И. Г. Шахгельдяна, изменяется от 10 м до 35 м, а под ними также располагаются аллювиальные грубообломочные отложения. Однотипные разрезы вскрыты бурением в последние годы в устьях рек (Янчихе, Адими, Сидеми, Судзухе и др.) и в бухтах Южного Приморья.

Проведенное в последние годы изучение морских осадков побережья позволяет уверенно говорить о возрасте последних. Так, на восточном берегу залива Восток, на низкой прибрежной равнине в районе устья р. Тихангоу, в карьере гидравлики глубиной 18 м вскрыты песчано-галечниковые аллювиальные отложения (на глубине 9—18 м), перекрытые морскими песками и илами с торфяником в кровле (см. рис. 2). Из этих отложений А. М. Коротким было отобрано 34 образца, палинологическое изучение которых выполнено Л. П. Карауловой (Приморское геологическое управление). Спорово-пыльцевые комплексы из нижней части разреза морских илов и песков (интервал 6—9 м) отличаются высоким содержанием пыльцы *Picea* sect. *Omorica* (35—50%), *Abies* (8—20%), *Alnus* (4—10%), *Betula* (до 20%) при отсутствии пыльцы широколиственных растений. Этот комплекс обнаруживает большое сходство с комплексом, характерным для верхнечетвертичных отложений опорного разреза Южного Приморья (Караулова, Назаренко, 1968). Вышележащие морские осадки содержат в большом количестве пыльцу *Quercus mongolica* (до 75%), а также *Ulmus* (2,8%), *Tilia* (3,5%), *Juglans* (18%). Этот спектр соответствует хорошо выраженной на юге Приморья фазе монгольского дуба среднеголоценового возраста. Спорово-пыльцевые комплексы из слоя торфяника, венчающего данный разрез, близки к современным — резко снижается содержание пыльцы широколиственных пород и господствует пыльца хвойных.

Выполненный Е. И. Царько (Приморское геологическое управление) диатомовый анализ морских отложений позволил установить, что накопление последних происходило в устье реки, подтопленной морем: среди типично пресноводных водорослей (например, *Meridion circulare* var. *constricta* (Ralfs.) V.H. и др.) здесь в большом количестве присутствуют пресноводно-солоноватоводные и солоноватоводные формы (*Cyclotella Meneghiniana* Ktz., *Synedra tabulata* (Aq.) Ktz. и др.), а также

морские диатомеи (*Arachnoidiscus Ehreberqii* Bail., *Navicula transfuga* Cl. и др.).

Скважинами, пробуренными в вершине бухты Золотой Рог, в бухте Патрокл, в устьях рек Судзухе, Сучан, Аввакумовка, Сидеми вскрыты лагунные и аллювиально-морские илистые осадки (мощностью до 20—25 м) с обильной микро- и макрофауной и флорой диатомовых водорослей. По данным Л. П. Карауловой и А. М. Короткого, спорово-пыльцевые комплексы, полученные из этих отложений, однотипны для всего побережья Южного Приморья и свидетельствуют о постепенном изменении растительных ассоциаций (и, следовательно, климатических условий) снизу вверх по разрезу в следующей последовательности: от преобладания мелколиственных лесов (нижний голоцен) к широкому распространению дуба монгольского с другими широколиственными породами (средний голоцен) и, наконец, к господству кедра корейского (верхний голоцен).

В отложениях, вскрытых скважинами 28—32 в устье р. Судзухе, найдена морская фауна, определенная Е. П. Семеновой и Е. И. Шорниковым (Институт биологии моря Дальневосточного научного центра). Они указывают следующие формы: *Macoma calcarea* (Gmelin), *Antiplanes* sp., отпечатки мшанок из рода *Blania* (скважина 28); *Ostrea* sp., *Natica* sp., остракоды *Semicytherura* sp. № 1, *S.* sp. № 2, *Aglaiocypris* (?), а также многочисленные *Balanus balanus* (Linne) (скважина 29); обломки устриц (*Ostrea gigas* Thun.), остракоды *Cytheromorpha acutipunctuata* (Brady), неопределимые фораминиферы, обломки игл и ежей и остатки морских звезд. Весь этот комплекс фауны относится, по их мнению, к голоцену, а фауна из скважины 28 (с глубины 18,8 м) — предположительно к нижнему голоцену. Аналогичный комплекс определен теми же авторами по сборам А. М. Короткого из отложений, вскрытых карьером гидравлики в устье р. Тихангоу (см. выше). Здесь присутствуют *Corbicula fluminalis*, *Ostrea* sp., *Natica* sp., *Pectunculus* sp., *Pecten* sp., *Venus* sp., а также остракоды и фораминиферы. Последние были изучены Т. С. Троицкой (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), которая обнаружила здесь комплексы фораминифер, характерные для прибрежно-морских условий (с соленостью несколько ниже нормальной) и для приливо-отливной зоны устьевых участков рек (сильно опресненных). Т. С. Троицкая считает, что отложения, в которых обнаружена данная микрофауна, относительно молоды и сформировались во время голоценовой ингрессии моря.

Из отложений, вскрытых скважинами (глубиной до 10—12 м) в устье р. Сяудеми (залив Восток), А. М. Коротким была собрана морская фауна, определенная Г. А. Евсеевым (Институт биологии моря Дальневосточного научного центра). Им

установлены следующие формы: *Crassostrea gigas* Thunberg, *Mya* (*Arenomya*) *arenaria* Jay, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Anisocorbula venusta* (Gould), *Littorina* (*Algaroda*) *squalida* Broderip et Sowerby, *Venerupis* (?) sp. Г. А. Евсеев отмечает, что данные виды моллюсков встречаются в современных морях Дальнего Востока и обитают на малых глубинах в прибрежной зоне моря.

Таким образом, фактические данные последних лет свидетельствуют о голоценовом возрасте верхней части разреза лагунных и прибрежно-морских отложений, вскрытых скважинами на побережье Южного Приморья. Подошва их, как считают А. М. Короткий и Л. П. Караулова, расположена на глубинах от 25,5 м (бассейн р. Пакшекори) до 6—6,5 м (устье р. Тихангоу). Эти авторы сравнили спорово-пыльцевые спектры, полученные из отложений района бухты Сидеми, со спектрами, приводимыми В. В. Соловьевым (Беспалый, Зданская, Соловьев, 1967) для района р. Пакшекори, и выявили их близкое сходство. На этом основании они считают, что та часть разреза (в интервале 9—25 м), которую В. В. Соловьев относит к верхнему плейстоцену, принадлежит в действительности голоцену.

В свете изложенных данных представляется также сомнительным среднечетвертичный возраст описываемой ранее В. В. Соловьевым (1963) морской террасы на мысе Палец на восточном берегу Уссурийского залива. Сравнение спорово-пыльцевых спектров, приводимых В. В. Соловьевым (1963), с типичными спорово-пыльцевыми спектрами разрезов опорных скважин Южного Приморья (в том числе и прибрежной зоны) показывает, что первые из них не дают возможности уверенно говорить о существовании теплого или холодного климата в период формирования отдельных горизонтов разреза и не могут быть использованы для определения стратиграфического положения отложений. Найденные здесь раковины морских моллюсков принадлежат современным формам, обитающим в зоне сублиторали. Очевидно, рассматриваемые отложения одновозрастны лагунно-морским осадкам низкой террасы (упомянутой выше), тем более что залегают они примерно на одной высоте над уровнем моря.

Под голоценовыми морскими осадками в прибрежной зоне Приморья залегают верхнечетвертичные (вскрываемые котлованом в устье р. Тихангоу и скважинами в районе р. Пакшекори, оз. Дорицине и в других местах) и, возможно, более древние морские отложения. Они остаются еще совершенно не изученными, хотя мощности этих отложений, по-видимому, весьма значительны, особенно на крайнем юго-западе Приморья (где скважина глубиной 50 м у оз. Дорицине не достигла подошвы

морских осадков) и в пределах акватории залива Петра Великого.

Большой интерес представляет морфология погребенных долин прибрежной зоны Южного Приморья. Судя по данным буровых работ, на бортах долин местами вырисовываются ступени, которые представляют собой, очевидно, погребенные террасы. Подобные формы выявлены, например, в устье р. Пакшекори, в вершине бухты Угловой, в устье р. Судзухе, а также, по данным М. С. Карасева (устное сообщение), в приустьевой части долины р. Суйфун. Погребенные террасы сформировались, вероятно, в фазу эвстатической регрессии моря в эпоху последнего оледенения так же, как это установлено для территории Японских островов («Геологическое развитие Японских островов», 1968).

Вдоль северо-восточного побережья Кореи протягивается узкая (до 10—15 км) холмисто-увалистая равнина (рис. 3), в пределах которой широко развиты мощные (до нескольких десятков метров) коры выветривания на коренных породах (Голота, Рим Квон Мук, 1964). Эта зона, испытывающая нисходящее развитие (Никонова, Ро Су Ван и др., 1962), является, очевидно, продолжением далее к югу, вдоль берега Японского моря, базисной полигенетической поверхности выравнивания, развитой в пределах Южного Приморья. По данным Р. И. Никоновой, для речных долин рассматриваемой территории также характерен сходящийся к низовьям спектр речных террас, а вдоль берега моря развиты современные аккумулятивные и абразионные формы. Аккумулятивные берега на участке от устья р. Тюмень-Ула (Туманган) до Восточно-Корейского залива занимают по протяженности треть длины береговой линии, а реки в приустьевых частях сильно расширяются, образуя обширные прибрежные низменные равнины (Медведев, 1967). Высокие морские террасы здесь отсутствуют. Местами вдоль берега, где море вплотную подходит к горным массивам суши, иногда наблюдаются (по данным Р. И. Никоновой) узкие выположенные площадки высотой до 12—15 м над ур. м. Генезис их неясен, скорее всего (по аналогии с побережьем Южного Приморья), их можно отнести к педиментам или структурным ступеням, т. е. к псевдотеррасам.

Низкие аккумулятивные берега особенно широко распространены в вершине Восточно-Корейского залива, где к морю открывается обширная Хамхынская низменность, сформированная выносами многочисленных рек (Медведев, 1967).

На побережье Северо-Восточной Кореи, так же как и в Южном Приморье, морские четвертичные отложения залегают ниже уровня моря и вскрыты скважинами в устьях рек. В долинах рек Сончхонган (у г. Хамхына) и Сусончхон (у г. Чхончжина)

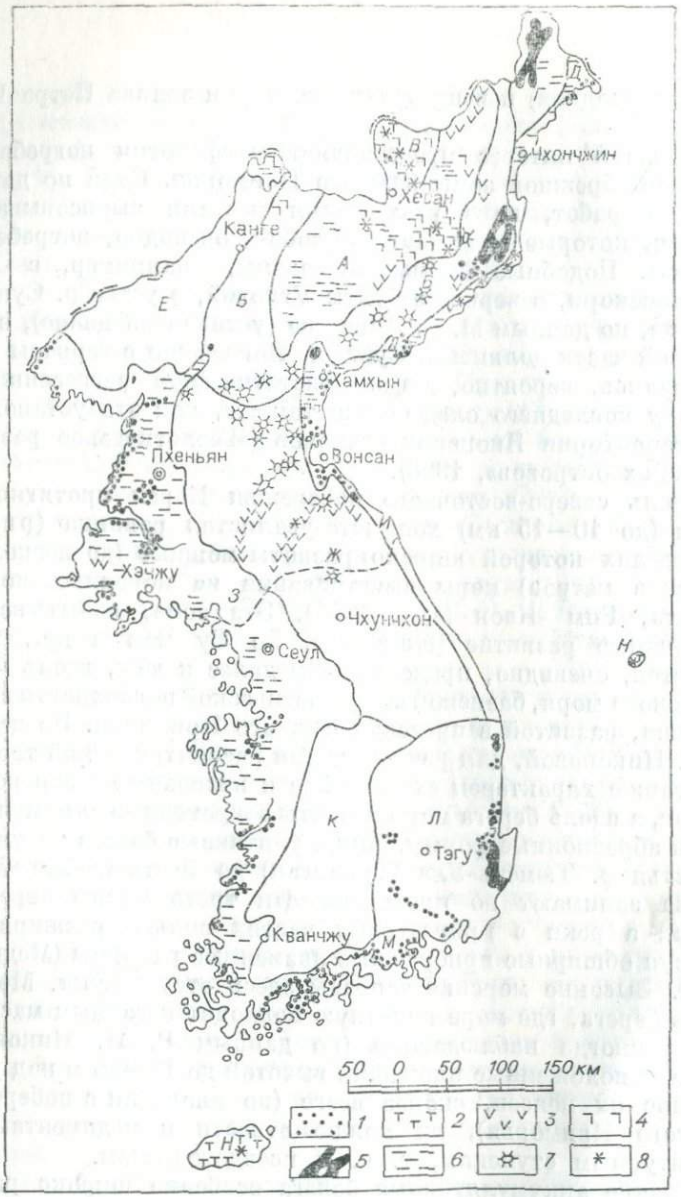


Рис.3. Схема геоморфологического районирования Кореи (по Голоте, Рим Квон Мук, 1964).

А — нагорье Кэма; *Б* — глубоко расчлененные предгорья Кэма; *В* — вулканическое плато Пэктусан; *Г* — Притуманганское среднегорье; *Д* — северо-восточная прибрежная холмисто-увалистая равнина; *Е* — нагорье Каннам; *Ж* — центральный горный массив; *З* — западная прибрежная холмисто-увалистая равнина с останцовыми горами; *И* — северо-восточные предгорья хребта Тэбэксанмэк; *К* — глыбовое поднятие Собэксанмэк; *Л* — депрессия Нактонган; *М* — Корейский архипелаг и южное прибрежное низкогорье; *Н* — вулканические острова Чечжудо и Уллындо. *1* — аллювиальные и морские четвертичные отложения; *2* — современные базальтовые лавы; *3* — средне-верхнечетвертичные базальты; *4* — плиоцен-нижнечетвертичные базальты; *5* — палеоген-неогеновые отложения; *6* — неогеновые коры выветривания; *7* — высокоприподнятые останцы поверхности выравнивания; *8* — вулканические конусы.

мощность этих отложений превышает 50 м, а в окрестностях г. Хамхына одной из скважин пройдена толща осадков мощностью 110 м. В районе городов Чхончжина и Помпхо (в 8—15 км от берега моря) в скважинах глубиной более 50 м наблюдается следующий разрез: в основании (на коренных породах) залегают галечники, выше прослеживаются преимущественно глины, а в верхней части разреза явно преобладают пески и галечники. Аналогичные разрезы вскрыты также в районе г. Танчхона, в устье р. Нактонган и в других местах (Голота, Ма Ги Хо, 1964). Из глин, вскрытых скважинами, была собрана морская фауна, которая, по определению Р. Л. Мерклина (Институт палеонтологии АН СССР), представлена родами *Ostrea*, *Venus*, *Allaides (Corbula)*, *Ceritium*, *Macoma* и *Corbicula*. Р. Л. Мерклин считает, что эта фауна характерна для мелководных, несколько опресненных бухт и, по-видимому, имеет четвертичный, возможно, верхнечетвертичный возраст (Голота, Ма Ги Хо, 1964).

Восточное побережье Корейского полуострова (к югу от мыса Чанадэдан) имеет несколько иное строение, что обусловлено тектонической структурой территории. Вблизи берега моря и параллельно ему здесь протягиваются горные хребты осевой части асимметричного сводово-глыбового поднятия Корейского полуострова, а вдоль побережья предполагаются блоковые подвижки по разломам, осложняющим континентальную флексуру (Масайтис, 1964; Кропоткин, Ро Су Вон, 1966). Эту прибрежную зону Е. В. Голота и Рим Квон Мук (1964) рассматривают как особый геоморфологический район (северо-восточные предгорья хребта Тэбэксанмэк) и описывают его как сильно расчлененное низкогорье (см. рис. 3). Береговая линия здесь имеет почти прямолинейные очертания и совершенно лишена крупных бухт и заливов. Преобладают в целом абразионные берега, а крутые уклоны дна отмечаются в непосредственной близости от берега (Медведев, 1967). Аккумулятивные формы рельефа имеют ограниченное распространение и приурочены преимущественно к головным частям бухт, зато очень много мелких лагун, отделенных от моря песчаными береговыми валами (Голота, Рим Квон Мук, 1964). Данных о существовании каких-либо высоких морских террас по восточному побережью Кореи нет. Однако возможность присутствия их здесь не исключена, так как глыбовые дифференцированные подвижки могли привести к воздыманию того или иного участка прибрежного мелководья и оформлению его в террасовую ступень. В юго-восточной части Кореи располагается депрессия Нактонган, открывающаяся к берегу моря. Для нее характерен холмисто-равнинный рельеф. Широко распространены аккумулятивные террасированные аллювиаль-

ные равнины (Голота, Рим Квон Мук, 1964). В устье р. Нактонган скважинами вскрыты, как отмечалось выше, четвертичные морские отложения, залегающие ниже уровня моря.

Южное побережье Корейского полуострова имеет типично риасовый облик, сходный с берегами Южного Приморья. Такое строение берега обусловлено тем, что береговая линия ориентирована вкрест простирания основных геологических структур полуострова. Горные цепи и отроги глубоко вдаются в море, образуя множество узких полуостровов и островов, а к устьям рек приурочены широкие аллювиальные равнины (Голота, Рим Квон Мук, 1964; Медведев, 1967).

Сведений о распространении морских террас на южном побережье Кореи нет. Принимая во внимание сходство в строении этого района и побережья Южного Приморья, можно предполагать, что высокие морские террасы здесь отсутствуют, хотя, опять-таки, не исключено, что они могли формироваться локально, на участках испытывавших интенсивное воздымание.

Северное Приморье и Приамурье

Береговая линия восточного склона Сихотэ-Алиня имеет, в общем, довольно простые очертания, поскольку располагается (как отмечали многие исследователи) согласно с простиранием осевой линии и основных морфоструктур (в том числе крупных разломов) Сихотэ-Алиньского свода. Здесь преобладают абразионные берега, аккумулятивные участки встречаются редко и на небольшом протяжении. Последнее объясняется общей приглубостью берега, что приводит к перемещению обломочного материала на большие глубины и препятствует, таким образом, образованию крупных вдольбереговых потоков наносов (Ионин, 1967).

Абразионные слабо расчлененные бухтовые берега характерны, по данным В. С. Медведева (1961), для Северного Приморья (район мыс Сущева — мыс Красный Партизан), а аккумулятивные формы (низкие аллювиально-морские террасы, штормовые валы, бары, косы и т. д.) распространены южнее, что связано, по его мнению, с существованием крупных рек на участке побережья от мыса Красный Партизан до мыса Егорова. К югу от мыса Егорова берег более изрезан и отнесен к типу абразионно-бухтовых берегов (Медведев, 1961).

В целом вся эта прибрежная зона располагается в пределах Восточно-Сихотэ-Алиньского звена крупнейшего Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса (Иициксон, Красный, 1959; Устиев, 1959). Здесь широко развиты мезозойские и кайнозойские континентальные вулканогенные

формации, а мощность только палеогеновых и неогеновых вулканитов составляет 1600—2000 м (Красный, 1966). Возможно, что залегающие в кровле разреза вулканогенной толщи молодые платобазальты имеют не только неогеновый, но и четвертичный возраст. Представления исследователей по этому вопросу весьма противоречивы (Власов, Варнавский, 1966; Быковская, 1966; Денисов, Берсенев, 1968, и др.).

Вулканогенные толщи, слагающие восточное побережье Северного Сихотэ-Алиня, погружаются в сторону Сахалина под воды Татарского пролива. Моноклинальное падение эффузивов на восток фиксируется не только общим наклоном их кровли в этом направлении (что было подмечено при геологосъемочных работах) в соответствии с падением восточного крыла Сихотэ-Алиньского свода, но и буровыми и геофизическими работами на побережье и акватории Татарского пролива. Так, для района широтного профиля по линии мыс Лазарева — мыс Погиби П. М. Сычев (1963) отмечает погружение изверженных пород материка в сторону Сахалина и увеличение мощности рыхлых осадков в прибрежной части последнего до 500 м. Вдоль берега материка наблюдается, по его данным, сильно возмущенное аномальное магнитное поле, которое в пределах суши соответствует выходам основных эффузивов палеогенового и мелового возраста. Об этом же пишет С. Д. Гальцев-Безюк (1964), который отмечает, что в районе мыса Погиби делювий эффузивов, условно сопоставляемых с палеогеновыми эффузивами мыса Лазарева, вскрыт бурением на глубине около 450 м.

Для центральной и восточной части Татарского пролива между мысом Лазарева и г. Советская Гавань аномальное магнитное поле характеризуется в основном повышенными значениями ΔT (до 700 гамм и более). Значительная часть этих аномалий связана, как предполагают, с отложениями, обогащенными магнитными минералами, источником которых служили материковые области. В то же время к западному берегу Сахалина положительные значения аномалий обычно меняются на отрицательные, что объясняется меньшим содержанием магнитного материала в палеогеновых и неогеновых осадках острова (Сычев, 1963, 1966). В 1966 г. были проведены исследования методом непрерывного профилирования МОВ по трем широтным профилям через Татарский пролив на участке между мысом Ламанон и заливом Делангля. Эти исследования установили, в частности, что породы, слагающие сихотэ-алиньский шельф, образуют просто построенную гомоклиналь, погружающуюся в восточном направлении. Моноклинальное падение пластов сохраняется также и в пределах Сихотэ-Алиньского материкового склона (Юнов, Тихомиров, 1968).

На основании проведенных работ эти исследователи пришли к выводу, что «акватория Татарского пролива с давних пор представляет область (зону) тектонического прогибания, выполненную толщами неуплотненных осадков» (стр. 1215).

Глубокие бухты побережья Северного Сихотэ-Алиня своим существованием в значительной степени обязаны, вероятно, широтным зонам разрывных нарушений, установленным в последние годы на Сихотэ-Алине. Так, например, М. А. Ахметьев описывает Сомонскую зону разломов, возникшую на северном периклинальном погружении Сихотэ-Алиньского мегантиклинория. Он считает, что широтный отрезок долины Амура между поселками Калиновка и Софийский выработан по этой зоне, а восточным продолжением последней является бухта Чихачева. Сомонская зона продолжается, по его мнению, и под водами Татарского пролива, поскольку, судя по данным аэромагнитной съемки, широтные магнитные аномалии большой амплитуды (до 2500—3000 гамм) прослеживаются до осевой части пролива. Бухта Чихачева постепенно расширяется и распространяется в глубь материка, а первоначальное положение береговой линии фиксируется дугообразной цепочкой абразионных останцов-островов (Базальтовый, Обсерватории, Устричный, Южный) на акватории бухты. Севернее Сомонской зоны М. А. Ахметьев отмечает существование еще нескольких крупных разрывных зон широтного простирания (например, по линии оз. Б. Кизи, бухта Табо).

Аккумулятивные участки побережья представлены низкими (1—3 м) аллювиально-морскими равнинами, приуроченными, как уже отмечалось, к устьям крупных рек (бухтам). Для абразионных берегов, особенно в районах мысов, характерны скалистые бенчи и кекуры, а местами наблюдается узкая полоса пляжа из галечников с валунами.

По данным Г. С. Ганешина, В. В. Соловьева, М. А. Ахметьева, Л. И. Белявского, С. Б. Бравиной, Н. В. Ерошенко, Ю. А. Иванова, Л. А. Кесслер, Д. К. Осинцева, В. П. Палициной, А. Б. Разживина, Л. Н. Самойлова, А. А. Трепалиной и других исследователей, каких-либо более высоких морских террасовых уровней на восточном берегу Северного Сихотэ-Алиня не наблюдается. Вместе с тем здесь широко распространены морфологически подобные им псевдотеррасовые уровни, представленные чаще всего структурными ступенями, *а также надпойменными террасами рек, педиментами и другими* формами континентального генезиса. Структурные ступени являются поверхностями лавовых потоков или же формируются в процессе селективной денудации слоистых толщ, сложенных вулканогенными и осадочными породами различного состава, обладающими различной устойчивостью к физико-механи-

ческому и химическому воздействию. На созданных таким путем уровнях местами сохраняются флювиальные галечники (часто образующие прослои в толщах вулканогенных пород), которые ошибочно могут быть приняты за морские отложения.

Д. К. Осинцев и В. П. Палицина описывают, например, выровненную поверхность по берегам залива Чихачева и вдоль долины р. Большой Сомон, которую они считают днищем и склонами древней плиоценовой долины. Это — пологонаклонная (под углом 5° к реке и заливу Чихачева) равнина, постепенно снижающаяся с высоты 100—150 до 20—50 м над ур. м. В береговых обрывах ее обнажаются миоцен-плиоценовые (по данным тех же авторов) коры выветривания. Рассматриваемая поверхность сходна по морфологии с плиоценовой базисной поверхностью выравнивания, распространенной в пределах Южного Приморья (Никонова, 1966) и, так же как и последняя, на восточном склоне Сихоте-Алиня тяготеет к долинам крупных рек. Участки этой поверхности вдоль берегов залива Чихачева образуют (как и в Южном Приморье) типичные псевдотеррасовые уровни.

Долины крупных рек Северного Сихотэ-Алиня обычно глубоко врезаны и имеют несколько надпойменных террас, но в устьях рек количество террас уменьшается. Так, например, А. А. Трепалина и Е. А. Засимова отмечают, что террасы плиоцен-четвертичного (?) возраста, развитые по долинам рек Самарга, Единка, Ахобе и Кема, снижаются по направлению к морю, а местами даже уходят под уровень морских вод. Это явление, как было установлено работами автора, характерно также для долин рек Кулумбе, Амгу и ряда других. Кроме того, долины крупных рек восточного склона Сихотэ-Алиня, как правило, резко расширяются в устье и здесь наблюдается обычно надпойменная терраса высотой от 5—6 до 10—12 м, занимающая почти все днище долины. По морфологии (линзовидное в поперечном разрезе тело) и строению (цокольный уровень с аккумулятивным покровом из грубообломочных аллювиальных отложений) эта форма сходна с типичными аллювиальными конусами выноса, широко распространенными на территории Дальнего Востока. Особенно четко обширный древний аллювиальный конус выноса прослеживается, например, в районе устьев рек Первая, Вторая и Третья Найна (южнее пос. Амгу). Главное русло пра-Найны, сформировавшей эту форму, располагалось, очевидно, в районе устья современной Второй Найны, так как именно для этого участка характерна наибольшая высота (10—12 м) рассматриваемого уровня, а к северу и к югу отметки его постепенно снижаются. Аналогичные формы развиты в устьях Шомы, Кулумбе и других рек. В настоящее время они приподняты над руслом, и в них

врезаны пойменные речные террасы. Есть основание полагать, что рассматриваемые террасы представляют собой сохранившиеся от разрушения тыловые участки обширных дельтовых аллювиальных равнин, распространявшихся ранее значительно дальше на восток, где располагалась древняя береговая линия моря.

Глубокий врез речных долин восточного склона обусловлен, очевидно, не только воздыманием горных систем Сихотэ-Алиня, но и (для прибрежной зоны, по-видимому, в первую очередь) независимым от тектонических движений территории врезанием рек в толщу вулканогенных пород (накопившихся при характерных для вулканического пояса перекомпенсированных излияниях и выбросах вулканических продуктов) в условиях близкого расположения базиса эрозии (уровня моря) и больших перепадов абсолютных высот на коротких расстояниях.

Морские отложения на побережье Северного Сихотэ-Алиня, слагающие низкие прибрежные равнины и современные аккумулятивные береговые формы, вскрыты скважинами в устье р. Сахомбе, у г. Советская Гавань и в заливе Чихачева. По данным А. Б. Разживина, в устье р. Сахомбе пробуренная скважина глубиной 32 м вскрыла под голоценовым уровнем толщу мелкозернистых песков с обломками раковин. Подошва песков не достигнута. В районе г. Советская Гавань бурением на акватории бухт вскрыты, по данным И. Г. Шахгельдяна, морские пески и илы мощностью 5—8 м, ниже которых располагаются аллювиальные отложения примерно такой же мощности. Лагунные и аллювиально-морские отложения мощностью 10—15 м установлены, по данным М. А. Ахметьева, В. Д. Овчининского и И. С. Столярова, в устье р. Большой Сомон. Возраст морских осадков датируется голоценом. Выявляется, таким образом, принципиальная общность в строении разрезов четвертичных отложений прибрежной зоны Приморья на весьма значительном расстоянии.

Далее к северу по берегам Амурского лимана С. Б. Бравина, Л. А. Кесслер и Л. Н. Самойлов описывают морские отложения голоценового возраста, слагающие террасы высотой от 0,5—1 до 2—3 м, пляж и лайду. Более высокие террасовидные уровни представляют здесь, обычно, окраинные участки пологонаклонных аккумулятивно-денудационных прибрежных равнин, аккумулятивный покров которых сложен континентальными (озерными, аллювиальными, органогенными, болотными) осадками.

В образцах, отобранных Л. А. Кесслер из этих отложений, А. П. Жузе установила большое содержание пресноводных (речных и озерных) форм диатомовых водорослей. С. Б. Бравина, Л. А. Кесслер и Л. Н. Самойлов считают, что Амурский

лиман представляет собой депрессию, очертания которой контролируются тектоническими нарушениями, а заполнение впадины осадками началось в неогене и продолжалось в четвертичное время в условиях континентального режима.

Об увеличении мощностей рыхлых осадков в районе Амурского лимана с запада на восток при одновременном крутом падении в том же направлении нескольких преломляющих границ с высокими скоростями сейсмических волн свидетельствуют данные геофизических исследований (Сычев, 1963). Кроме того, акватория Амурского лимана и западной части Сахалинского залива характеризуется резко дифференцированным аномальным магнитным полем, что рассматривается как показатель вероятного развития здесь интрузивных и эффузивных тел (Сычев, 1963).

По-видимому, в этом районе, как и на материковом побережье Татарского пролива, происходит погружение толщ вулканогенных пород под уровень моря.

Северо-Западное Приохотье

К северу от устья р. Амура до устья р. Уды, несомненно, морское происхождение имеют лишь лайда и 4—6-метровая терраса, а более высокие уровни, по мнению Ю. Ф. Чемекова (1957, 1961а) и А. П. Жузе (1962), вряд ли являются морскими. Это подтвердили далее С. В. Денисов, и некоторые другие исследователи.

Рассматриваемый участок отличается сильной изрезанностью береговой линии, что находится в прямой зависимости от геолого-тектонической структуры материкового побережья (береговая линия проходит, как и в Южном Приморье, вкрест простирания основных геологических структур территории). Глубоко вдающиеся в сушу морские заливы (Торомский, Тугурский, Ульбанский, Николая и др.) приурочены к раструбообразно открытым в сторону моря кайнозойским впадинам, а разделяющие их полуострова представлены горными хребтами. Хорошо прослеживается переход тех и других на шельф. Располагающиеся во впадинах обширные озерно-аллювиальные равнины с осложняющими их речными террасами, солифлюкционными шлейфами, аллювиальными конусами выноса (наземными дельтами) подрезаны современной береговой линией и образуют в рельефе побережья террасовидные поверхности различной высоты, которые иногда принимают за настоящие морские террасы.

С. В. Денисов, Л. С. Буфф, С. Б. Бравина и некоторые другие исследователи отмечают очень широкое распростране-

ние здесь аллювиальных конусов выноса рек (наземных дельт), формирующих пологонаклонные равнины вдоль берега моря. Они сложены обычно галечниками и валунами (с песчано-гравийным, местами глинистым заполнителем), среди которых часто встречается хорошо окатанная галька, привнесенная из разрушающихся дочетвертичных (в частности, юрских и меловых) пород. Псевдотеррасы развиты не только вдоль берега моря, но и, по данным С. В. Денисова, чрезвычайно характерны для речных долин территории. В последнем случае они образуются в результате подмыва реками делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов периода верхнечетвертичного похолодания, подвергающихся также воздействию солифлюкционных процессов. Кроме того, многие исследователи описывают в прибрежной зоне (от Удской губы до Амурского лимана) холмисто-увалистые денудационные равнины, полого спускающиеся к берегу моря. На коренных породах здесь весьма часто встречаются коры выветривания (например, на мысе Медвежье Одеяло, в районе устья р. Мамги и в других местах), возраст которых еще не установлен с достаточной точностью (большинство исследователей относит их к верхнему кайнозою).

Крупные реки территории (Тором, Тугур, Усолгин и др.) впадают обычно в морские заливы, глубоко вдающиеся в сушу, и в приустьевой части не имеют надпойменных террас. На участках выступающих в море полуостровов и мысов происходит интенсивное абразионное разрушение берегов с образованием абразионных останцов (кекуров) и крупных и мелких островов. В вершинах бухт и заливов располагаются обширные низменные болотистые равнины, сформировавшиеся главным образом за счет выносов рек.

Морские отложения четвертичного (голоценового) возраста слагают здесь низкие прибрежные равнины и террасы (высотой от 0,5—1 до 4—6 м) и современные аккумулятивные формы (береговые валы, бары, косы, пересыпи, пляж и лайду). Побережье Охотского моря на этом участке (особенно между устьем р. Уды и мысом Александра) напоминает в целом побережье Южного Приморья.

В этих условиях представляется сомнительным существование высоких морских террас, описываемых некоторыми исследователями на отдельных участках побережья, в частности на материковом берегу Сахалинского залива (Лоргус, Лукьянова, 1965). В последнем случае, судя по первичным материалам, сами уровни имеют довольно расплывчатые абсолютные отметки (в интервалах не свыше 10—12, 12—22, 23—60, 55—60, 90—100 м) и плохо выражены морфологически. Они заметно наклонены в сторону моря, а тыловые швы, как отмечают

сами авторы, весьма нечетки. К морским отложениям эти исследователи относят осадки пестрого литолого-фациального состава (глины, суглинки, супеси, пески, галечники, галечниково-щебнистые и валунно-глыбовые отложения и т. д.), для которых характерны резкие фациальные переходы по простиранию, различная (в большинстве случаев плохая) окатанность обломочного материала и низкая степень сортировки осадков. По внешнему облику они отличаются, например, от типичных морских отложений высоких террас Сахалина и Камчатки и, скорее всего, могут быть отнесены главным образом к аллювиальным, а также к озерным и склоновым образованиям. Эти отложения, как отмечают сами авторы, являются крайне бедными в отношении содержания морских диатомей и полностью лишенными микрофаунистических остатков, что, как показывает опыт, не характерно для морских отложений вообще и южной части Дальнего Востока в частности. Найденные здесь спикулы губок могут (также по собственному признанию авторов) принадлежать как морским, так и пресноводным формам или (что не исключено) могут быть переотложены из кайнозойских отложений, выполняющих Улскую депрессию. Присутствие в осадках единичных морских и солоноватоводных диатомей среди общей массы пресноводных форм, конечно, не основание для суждения о морском генезисе отложения, так же как и приуроченность последних к берегу моря или наблюдаемая местами различного рода слоистость осадков. Кроме того, следует учитывать возможность заноса морских диатомей на сушу штормовыми ветрами и тайфунами, нередкими для Охотского моря и Сахалина.

Поскольку рассматриваемые отложения чрезвычайно бедны палеонтологическими остатками, возраст их, как отмечают В. А. Лоргус и С. А. Лукьянова (1965), определяется весьма условно, большей частью на основании косвенных признаков. Имеющиеся материалы не позволяют, следовательно, производить какие-либо расчеты амплитуд и скоростей тектонических деформаций прибрежных уровней за четвертичное время. Предпринимаемые в этом направлении попытки преждевременны до тех пор, пока не будет более точно установлен генезис и возраст рассматриваемых высоких уровней.

Автор, опираясь на материалы собственных наблюдений и данные других исследователей, считает, что эти уровни представляют собой континентальные аккумулятивно-денудационные равнины с осложняющими их речными и озерными террасами, конусами выноса, солифлюкционными ступенями и другими наложенными формами рельефа. Они широко распространены по берегам Амурского лимана и далее к северу и северо-западу вдоль побережья материка.

На подводном береговом склоне материкового побережья Сахалинского залива (на участке между мысами Литке и Перовским) сотрудниками Тихоокеанской экспедиции ВНИИМоргео недавно обнаружены погребенные речные долины — продолжение долин прибрежной суши. М. А. Шпеталенко, Э. А. Мамедов и К. В. Кивва отмечают, что долины заполнены аллювиальными грубообломочными осадками (галечниками с валунами, гравием и песком), мощность которых достигает 20—25 м. Они обнажаются на морском дне и изучены в пробах, поднятых дночерпателем на борт судна. Эти исследователи также сомневаются в морском происхождении высоких террасовидных уровней побережья и отмечают явное преобладание процессов абразии в пределах современной береговой зоны. Древняя береговая линия трансгрессирующего моря располагалась, по их мнению, значительно восточнее современной и находится сейчас на морском дне.

На Шантарских островах, по данным производившего здесь геоморфологическую съемку Г. С. Ганешина, высокие морские террасы тоже не найдены. Обрывки 25—30-метрового эрозионного уровня, встреченные им на о. Большой Шантар по р. Якшина и на морском побережье, он считает остатками сохранившейся от разрушения древней речной сети. В целом для Шантарских островов характерен слабо расчлененный холмисто-увалистый и низкогорный рельеф с пологими склонами и округлыми вершинами. Отмечается интенсивное абразионное разрушение берегов с формированием довольно широких (0,5—1,5 км) каменистых бенчей. На побережье наблюдаются также береговые валы, отмели и лайда. Г. С. Ганешин считает, что Шантарские острова вплоть до эпохи последнего оледенения входили в состав материка и были отделены от него в конце четвертичного времени в результате общего прогибания впадины Охотского моря (сопровождавшегося дифференцированными подвижками отдельных глыб) и послеледниковой трансгрессии моря.

По северному побережью Удской губы, у подножия Прибрежного хребта, протягивается пологонаклонная террасовидная цокольная равнина шириной от 1—2 до 5—8 км. Она подрезана современной береговой линией, и абсолютные отметки в ее пределах изменяются от 60—100 м у берега моря (где наблюдаются отвесные абразионные обрывы, постоянно подновляемые морем) до 200—250 м и более в глубь суши, где рассматриваемый уровень довольно плавно сочленяется со склонами гор. Аккумулятивный покров равнины имеет переменную мощность (от 3—5 до 80—100 м) и представлен толщей галечников с валунами различного петрографического состава и степени окатанности, довольно сильно выветрелых (особенно

в нижней части разреза) и залегающих на размытой поверхности вулканогенно-осадочных пород мезозоя с остатками коры выветривания.

На этом участке наблюдается совершенно отчетливое увеличение мощности рыхлых отложений и улучшение степени окатанности обломочного материала к устьям крупных рек. Этот террасовидный уровень, как было отмечено еще Ю. Ф. Чемековым в 1952 г., является предгорным аллювиальным шлейфом (слившимися аллювиальными конусами выноса рек), сформировавшимся у подножия Прибрежного хребта. В него врезаны реки, стекающие с хребта, имеющие в своих долинах по нескольку (обычно 2—3) надпойменных террас. Возраст галечников (следовательно, и рассматриваемой равнины) пока что остается неизвестным, так как фауны здесь не найдено, а в отобранных образцах спор и пыльцы не содержится.

Учитывая значительную выветрелость обломочного материала и наличие врезанных долин с серией надпойменных террас, можно полагать, что формирование предгорного шлейфа началось еще задолго до четвертичного времени (вероятно, с неогена), а возраст денудационной равнины с корами выветривания на мезозойских породах (образующей цоколь рассматриваемой толщи) является, по-видимому, еще более древним. Аналогичные предгорные шлейфы чрезвычайно характерны для внутриконтинентальных горных районов Приамурья.

Буровыми и геофизическими (электроразведка) работами в устье р. Уды (в районе селений Чумикан и Алгазия) установлено, по данным В. И. Чернявского, В. Б. Караулова, В. В. Вихлянцева и др., существование переуглубленной долины, днище которой располагается на 100—120 м (максимум) ниже современного русла р. Уды. Вскрытые здесь скважинами грубообломочные аллювиальные отложения (галечники с валунами, суглинки и супеси с галькой и валунами) эти исследователи считают четвертичными образованиями, не исключая, однако, возможности более древнего (неогенового) возраста нижних горизонтов разреза (где встречена сильно выветрелая галька).

По данным тех же исследователей и материалам Г. Г. Ключанского, повышенные мощности аллювия (до нескольких десятков метров) наблюдаются и далее к северу, в приустьевых частях рек Киран, Большой и Малый Джелон, Олгондо, причем вверх по течению названных рек мощности быстро сокращаются и уже в нескольких километрах от устья не превышают нормальной.

В последние годы пробурена серия скважин в долине р. Уды, в 90 км выше устья реки. В нижней части разреза вскрыты, по данным В. И. Зильберштейна, озерные глины с линзами песка плиоцен-нижнечетвертичного возраста (судя по материалам па-

линологического изучения отложений) мощностью до 20—30 м. Выше залегают преимущественно грубообломочные аллювиальные отложения — галечники с гравием и валунами, с прослоями и линзами песков и глин. Возраст их условно принимается средне-верхнечетвертичным, а мощность достигает местами 30—50 м.

Высокие морские террасы вдоль северного побережья Удской губы отсутствуют. Здесь широко развиты пляж и лайда, а в устьях крупных рек часто наблюдаются штормовые валы высотой до 5—6 м. Такой же высоты аллювиально-морскую террасу (сложенную галечниками, песками с гравием и галькой, иловатыми суглинками) описывает В. И. Чернявский в устье р. Уды.

Далее к северо-востоку от устьев рек Киран и Большой Джелон вдоль берега Охотского моря более чем на 500 км протягивается Прибрежный хребет, вплотную к которому подступает современная волноприбойная зона. Поэтому здесь преобладают обрывистые, скалистые берега, узкие валунно-глыбовые и скальные бенчи и грубообломочные пляжи, а имеющиеся бухты неглубоки и приурочены к устьям крупных рек. Для последних характерны обычно мощные галечниковые бары (высотой до 4—6 м), перегораживающие устья рек. Интенсивная волноприбойная деятельность Охотского моря (одного из наиболее бурных морей Восточной Азии) способствует усиленному абразионному разрушению берегов и приводит местами к образованию глубоких (до нескольких сотен метров) вертикальных срезов вдоль побережья. Линейно-вытянутый в северо-восточном направлении Прибрежный хребет служит, так же как и Сихотэ-Алинь, естественной преградой для морских вод и обеспечивает формирование на этом участке довольно простой по конфигурации береговой линии. Выступающие в море мысы или неглубоко вдающиеся в сушу бухты связаны обычно с низкопорядковыми тектоническими структурами (разломами, поднятыми или опущенными блоками) субширотного простирания или с отпрепарированными абразией интрузивными телами.

Берега Северного Приохотья имеют более сложное строение. Вдоль современного побережья располагается серия кайнозойских впадин, чередующихся с горными массивами. Впадины (Кавско-Тауйская, Арманская, Ольско-Ямская, Сигланская, Нижне-Охотская и др.), представленные в современном рельефе низкими озерно-аллювиальными равнинами, выполнены континентальными отложениями кайнозойского возраста. Лишь в районе г. Охотска в угленосных отложениях по рекам Урак и Марекан скважинами вскрыто несколько слоев с морской фауной. А. Ф. Ефремова считает, что найденные здесь морские моллюски характерны для среднего, возможно, верхнего миоцена—

нижнего плиоцена, в то время как Р. А. Баскович по палинологическим данным датирует возраст отложений как неогеновый, вероятнее даже, как верхненеогеновый (Резанов, 1964; Баранова, Бискэ, 1964).

В соответствии с геолого-тектонической структурой суши в Северном Приохотье сформировалась довольно сложная по рисунку береговая линия. Аккумулятивные побережья, представленные мощными барами и пересыпями, отчленяющими от моря обширные лагуны, обычно окаймляют окраины приморских озерно-аллювиальных равнин. Бары блокируют дельты крупных рек и местами, например в низовьях Урака, Охоты, Кухтуя, Ини и других рек, сливаются в единую аккумулятивную дугу берега протяженностью около 200 км (Гершанович, Забелина, 1965; Ионин, 1967). Бары сложены главным образом песками и галечниками и имеют высоту до 4—6 м. Формирование их обусловлено выносом реками в прибрежную зону больших объемов грубообломочного аллювия и значительной бурностью Охотского моря. Серия причлененных друг к другу штормовых валов образует, например, аккумулятивный уровень высотой 4—6 м и шириной до 1—2 км, на котором расположен г. Охотск. На подводном склоне побережья также отмечается *явное преобладание грубообломочного материала* — обширные пространства покрыты песчано-гравийными и галечниковыми отложениями, вплоть до чистой гальки (Ионин, 1967).

Бурением в прибрежной зоне моря были обнаружены два горизонта отложений: верхний—песчано-галечниковый с современной морской фауной и морскими диатомеями и нижний — песчано-алевритовый с пресноводными диатомовыми, обильными растительными остатками и горизонтами торфа. Предполагают, что нижний горизонт сформировался в континентальных условиях при низком стоянии уровня моря, а верхний — в процессе позднеледниковой трансгрессии (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1964; Ионин, 1967).

Каких-либо высоких морских террас в пределах Северо-Западного Приохотья не наблюдается. Проведенные автором исследования не подтвердили предположений Д. Е. Гершановича и Э. К. Забелиной (1957) о морском генезисе уровней высотой 8, 12, 20 и 35—40 м, отмеченных в районе Ланжинских гор, у г. Охотска. Эти уровни являются либо цокольными террасами выходящих к морю рек и связанными с ними педиментами, либо участками подрезанных современной береговой линией аккумулятивных и аккумулятивно-денудационных равнин. Развитая, например, у подножия Ланжинских гор террасовидная наклонная поверхность (высотой от 8—10 м у бровки до 40—60 м и более у тылового шва и шириной до 1—2 км), которую И. А. Резанов (1964) считает флювиогляциальной террасой,

аналогична, по мнению автора, описанной выше предгорной равнине у подножия Прибрежного хребта (по северному берегу Удской губы). В береговых обрывах обнажаются аллювиальные галечники (мощностью от 1 до 5—6 м), прикрытые торфяниками (1—2 м) и залегающие на дислоцированных отложениях неогена, породах верхоянского комплекса и меловых интрузиях. Вполне возможно, что краевые участки денудационной равнины Ланжинского массива были перекрыты аллювием р. Кухтуй (протекающей у его южной окраины) и в дальнейшем в результате воздымания Ланжинского блока поднялись над уровнем аккумулятивной равнины. Аналогичный уровень наблюдается в районе мыса Марекан.

Подтверждается, таким образом, справедливость представлений тех исследователей (Жузе, 1962; Аксенов, Ионин, Щербаков, 1964; Ионин, 1967, и др.), которые отрицают существование высоких морских террас в Северном Приохотье.

Долина Нижнего Амура

Амур — крупнейшая магистральная река территории с длительной историей развития, непосредственно связанная с океаном (Худяков, Кулаков, Короткий, 1967, 1968). Поэтому изучение геолого-геоморфологического строения амурской долины (особенно нижнего звена последней) необходимо при рассмотрении вопроса о колебаниях уровня океана и формировании современного облика окраины материка.

Маршрутные исследования автора в 1965—1966 гг. по долине Амура от Хабаровска до Николаевска и проведенный на этой основе критический анализ работ предшественников позволили прийти к выводам, во многом отличающимся от общепринятых представлений (Кулаков, 1968 в, г).

Основные особенности геолого-геоморфологического строения Амурской долины кратко изложены ниже.

На участке от Хабаровска до устья Амур пересекает три крупные межгорные впадины — Средне-Амурскую, Удыль-Кизинскую и Нижне-Амурскую (рис. 4), которые представляют собой наложенные и частично унаследованные структуры, выполненные континентальными осадочно-вулканогенными отложениями кайнозойского возраста (Худяков, 1965, 1968б; Красный, 1966; Варнавский, 1967). Мощность последних составляет обычно несколько сотен метров, а в Переяславском грабене (Средне-Амурская впадина) достигает примерно 2700 м (Варнавский, 1967).

Впадины имеют сложное строение, что обусловлено главенствующей ролью разрывной тектоники в их формировании. Так, только в пределах наиболее хорошо изученной Средне-Амурской

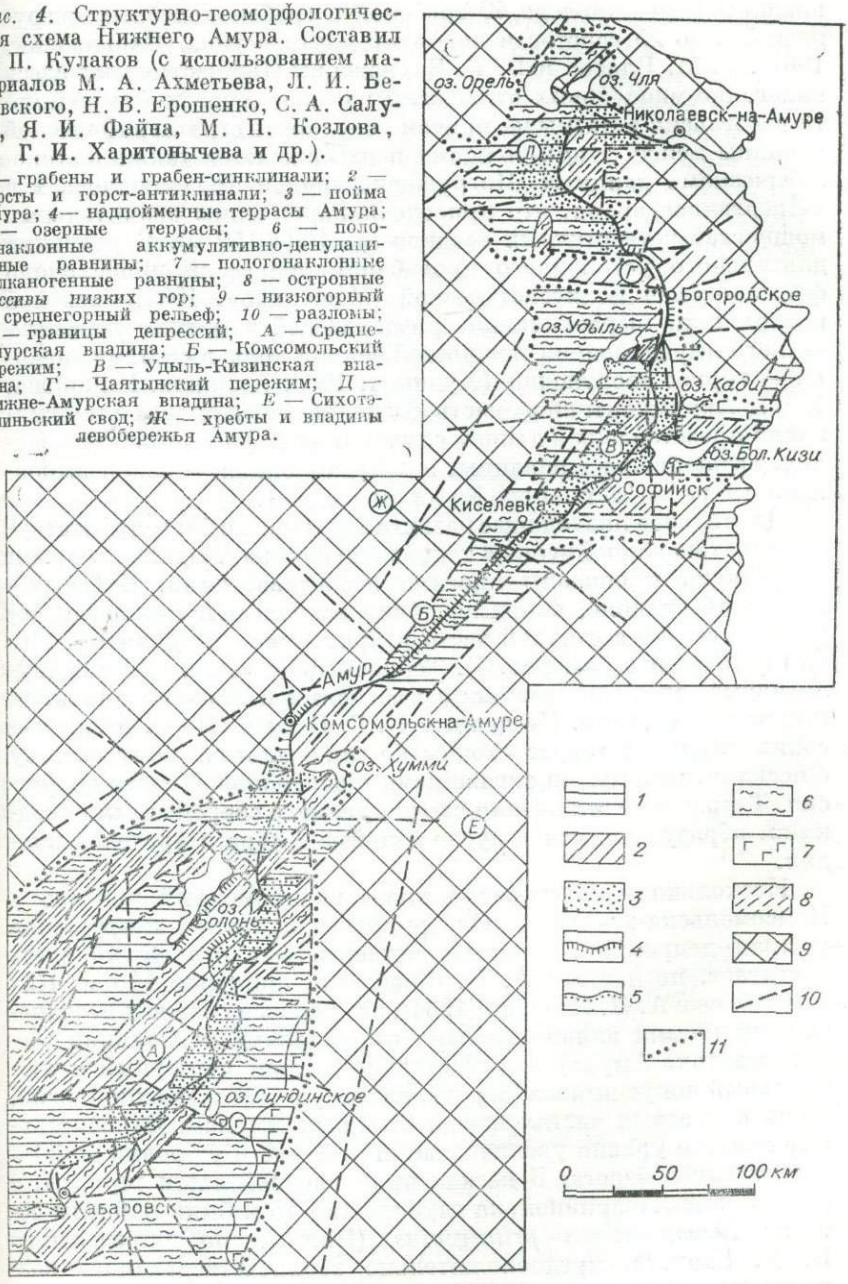


Рис. 4. Структурно-геоморфологическая схема Нижнего Амура. Составил А. П. Кулаков (с использованием материалов М. А. Ахметьева, Л. И. Белявского, Н. В. Ерошенко, С. А. Салуна, Я. И. Файна, М. П. Козлова, Г. И. Харитонычева и др.).

1 — грабены и грабен-синклинали; *2* — горсты и горст-антиклинали; *3* — пойма Амура; *4* — надпойменные террасы Амура; *5* — озерные террасы; *6* — пологонаклонные аккумулятивно-денудационные равнины; *7* — пологонаклонные вулканогенные равнины; *8* — островные массивы низких гор; *9* — низкогорный и среднегорный рельеф; *10* — разломы; *11* — границы депрессий; *А* — Средне-Амурская впадина; *Б* — Комсомольский пережим; *В* — Удыль-Кизинская впадина; *Г* — Чаятынский пережим; *Д* — Нижне-Амурская впадина; *Е* — Сихотэ-Алиньский свод; *Ж* — хребты и впадины левобережья Амура.

впадины выделяется до 40 грабенов и грабеноподобных погружений и до 25 горстов и поднятий другого типа (Варнавский, 1967). Г. М. Власов и В. Г. Варнавский (1966) отмечают здесь налегание миоценовых отложений на палеогеновые без видимого несогласия и размыва, причем условность стратиграфической границы между этими толщами подтверждается также палинологическими данными. Погружение впадин продолжалось и в четвертичное время, что привело к накоплению значительных мощностей четвертичных осадков (до 100—150 м). В условиях длительного устойчивого прогибания депрессий происходило формирование полигенетической (Мещеряков, 1965) базисной поверхности выравнивания, развивающейся в зоне изостатического выравнивания мощностей земной коры в системе впадина — горное сооружение (Худяков, 1966; Худяков, Никонова, 1967). Аккумулятивная часть базисной поверхности выравнивания представлена в данном случае толщей кайнозойских осадков, выполняющих впадины, а денудационная — зоной выровненного рельефа по периферии последних.

Длительное нисходящее развитие рельефа не благоприятствует развитию надпойменных террас во впадинах. Однако террасы существуют и описаны многими исследователями. В Средне-Амурской впадине, например, они располагаются главным образом в северо-восточной части и приурочены к поднятым блокам фундамента (см. рис. 4). Террасы цокольные, или аккумулятивные, сложены песками с прослоями и линзами иловатых песков и алевритов. По данным Б. Г. Венуса (1964), пески высоких амурских террас сходны по минералогическому составу с песками, вскрытыми скважинами в центральной части депрессии. Террасовые отложения сходны также с современными осадками, образующимися в русле и пойме Амура в пределах впадин.

Несколько иное строение имеет надпойменный уровень у Комсомольска-на-Амуре. Он приурочен к участку погружения у края депрессии, мощность четвертичных отложений здесь достигает, по данным А. И. Фрейдина, примерно 115 м. Как отметил еще А. И. Печерин (1964), этот уровень сложен песчано-галечниковыми аллювиальными отложениями р. Силинки (левого притока Амура) и представляет собой обширный аллювиальный конус выноса (вернее, наземную дельту) данной реки, лишь в краевых частях переработанный Амуром. Относительные отметки уровня увеличиваются от 8—12 м у бровки до 20—25 м в глубь берега. В песках прибровочной части террасы, в районе сопки Аварийной, на глубине 12—15 м были найдены остатки *Mammontheus primigenius* (Blum.), по определению В. Е. Гарутта, предположительно верхнечетвертичного возраста (см. Николаева, 1959).

Широко распространены в Средне-Амурской депрессии псевдотеррасовые уровни, довольно часто принимаемые исследователями за настоящие амурские террасы. Так, Хабаровский горст и Вятско-Елабужская горст-антиклиналь в современном рельефе впадины представлены типичными денудационными поверхностями выравнивания с характерными для них системами длинных пологих склонов и шлейфами покровных отложений. При подрезании их рекой образуются разновысотные террасоподобные поверхности, морфологически сходные с речными террасами.

По окраинам депрессии за речные и озерные террасы могут быть приняты участки пологонаклонных аккумулятивно-денудационных равнин, имеющих полигенетическое происхождение. В целом псевдотеррасовые уровни отличаются расплывчатыми очертаниями (в плане), невыдержанностью высотных отметок, отсутствием четкого тылового шва и непохожим на амурский аллювий составом осадков.

Депрессии Нижнего Амура отделены одна от другой гористыми перемычками— так называемыми пережимами (см. рис. 4). Первый из них — Комсомольский — протягивается от Комсомольска-на-Амуре до с. Киселевка. На этом участке Амур следует одним руслом, ширина которого не превышает 1—1,5 км. По данным А. И. Фрейдина, И. П. Бойко, С. А. Салуна, Н. В. Ерошенко и др., вдоль русла Амура проходит система крупных разломов земной коры, отделяющих левобережные структуры от правобережных. Долина Амура на участке пережима имеет очень длинные пологие склоны, образующие вытянутую вдоль русла реки непрерывную полосу пологонаклонных равнин (рис. 5). Вся эта зона представляет собой линейно-вытянутую базисную полигенетическую поверхность выравнивания, аналогичную таковой Средне-Амурской депрессии, но сформи-

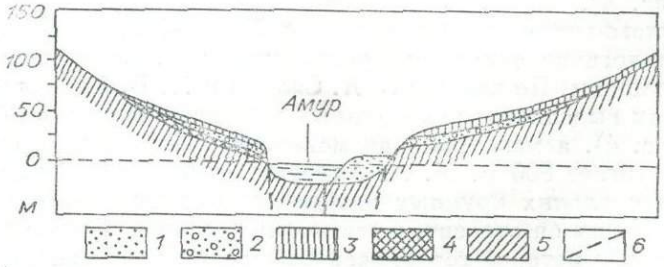


Рис. 5. Схематический профиль долины Амура на участке Комсомольского пережима. Составил А. П. Кулаков.

1 — пески и галечники первой надпойменной террасы; *2* — пески и галечники высоких надпойменных террас и аллювий конусов выноса амурских притоков; *3* — склоновые и органогенные отложения; *4* — галечники и конгломераты палеоген-неогенового (?) возраста; *5* — скальные породы; *6* — предполагаемые разломы.

ровавшуюся в условиях иного тектонического режима — при относительной тектонической стабильности или слабых поднятиях участка. Здесь не происходило, как в сопредельных впадинах, интенсивного прогибания территории и накопления мощных толщ кайнозойских отложений, а имел место практически непрерывный вынос обломочного материала, поступавшего в русло Амура со склонов прилегающих гор. Поэтому мощность рыхлых отложений в Амурской долине не превышает нескольких метров, а в основании береговых обрывов почти повсеместно обнажаются породы фундамента с сохранившимися местами от размыва остатками кор выветривания и грубообломочными отложениями дочетвертичного (неогенового?) возраста.

Террасовые уровни в районе Комсомольского пережима прослеживаются почти непрерывной полосой вдоль русла реки. Они располагаются у края длинных пологих склонов долины и являются составным элементом базисной полигенетической поверхности выравнивания. Все террасы, за редким исключением, цокольные, а в составе аккумулятивной толщи преобладает, как правило, грубообломочный (галечниковый и валунный) материал — аллювий притоков Амура. Насчитывается в целом два-три надпойменных уровня, отметки бровок которых изменяются в интервале от 6—12 до 30—50 м.

Формирование базисных полигенетических поверхностей выравнивания на участке пережима и сопредельных с ним впадин началось, по-видимому, одновременно и продолжалось в течение всего кайнозоя. О тесной парагенетической связи рассматриваемых морфоструктур и общности их развития свидетельствует, в частности, то обстоятельство, что в район пережима протягиваются те же региональные долго живущие глубинные разломы, которые принимают участие в формировании тектонической структуры Средне-Амурской и Удыль-Кизинской впадин (см. рис. 4).

Геолого-тектоническое строение Удыль-Кизинской депрессии аналогично таковому Средне-Амурской, но очертания ее более сложны. По данным С. А. Салуна и Н. В. Ерошенко в ее пределах выделяется ряд крупных морфоструктур типа блоков (см. рис. 4), а максимальная мощность кайнозойских отложений достигает 800 м. М. А. Ахметьев отмечает существование здесь нескольких крупных разрывных зон широтного простирания. К ним он относит, в частности, так называемую Сомонскую зону (о которой говорилось выше) и предполагает, что широтный отрезок долины Амура между пос. Калиновка и с. Софийск, а также лагуна р. Большой Сомон и бухта Чихачева обязаны своим происхождением этой зоне. По восточному борту впадины развиты покровы эффузивов кайнозойского возраста, образующие пологонаклонные структурные равнины. Широко

распространены также полигенетические аккумулятивно-денудационные равнины.

Примером типичной псевдотеррасы может служить уровень у с. Софийск, обычно рассматриваемый исследователями как амурская терраса. Однако состав слагающих эту форму осадков (желто-бурые суглинки, супеси, глины со щебнем и редкой, плохо окатанной галькой) и морфология уровня (веерообразная в плане форма со снижением высот от центра к краям и увеличением их в глубь берега) говорят о том, что это — аллювиально-пролювиальный конус выноса, сформированный водотоками низкого порядка у подножия Шаман-Тиульского горного массива.

Хорошо прослеживается влияние дифференцированных движений блоков на формирование террас. Так, по берегам озер Большие Кизи и Кади имеется терраса высотой около 6—8 м. Но в пределах разделяющего Кизинскую и Кадинскую впадины «Межозерного блока» (по схеме С. А. Салуна и Н. В. Ерошенко) в районе пос. Мариинск наблюдается еще один уровень — высотой около 25 м, аккумулятивный покров которого сложен песчано-глинистыми осадками, а в цоколе залегают андезиты кизинской (средний миоцен) и порфириты больбинской (верхний мел) свит.

Возраст террас пока что во многом неясен, поскольку детальных исследований разрезов террасовых отложений не производилось. Отсюда разноречивость мнений по этому вопросу.

Имеющиеся материалы, несмотря на их неполноту, достаточно убедительно свидетельствуют о резких колебаниях абсолютных отметок и возраста террас в пределах Удыль-Кизинской депрессии. Все эти явления объясняются, принимая во внимание пространственную приуроченность террас к воздымающимся блокам, дифференцированными движениями последних.

Хребет Чаятын (Чаятынский пережим), разделяющий Удыль-Кизинскую и Нижне-Амурскую (Амуро-Амгуэскую) впадины прорезается Амуром, следующим по зоне регионального глубинного разлома земной коры (по данным Я. И. Файна и М. А. Ахметьева.)

Амурский региональный разлом, рассекающий хребет Чаятын, протягивается и далее на юг вдоль восточной окраины Удыль-Кизинской депрессии. Очевидно, здесь, как и в рассмотренном выше участке Комсомольского пережима, формирование структурного плана Удыль-Кизинской депрессии и антецедентной долины Амура вдоль разлома, разрывающего Чаятынский хребет, происходило одновременно. Подобные долины, приуроченные к крупным зонам разломов, очень широко распространены в Приамурье. К ним относятся, например, долина р. Зеи в пределах «Зейских ворот», долина р. Гилюй, распола-

гающаяся вдоль оси хребта Тукурингра, долина р. Амур в хребте Хинган и т. д. (Быков, 1935; Чемеков, 1960, 1964; Мурзаева, 1964; Худяков, Кулаков, Короткий, 1967, 1968, и др.).

Их нельзя относить к так называемым долинам прорыва, тем более что само существование последних вызывает большие сомнения и представляется возможным лишь для низкопорядковой речной сети (Худяков, 1965, 1968б; Худяков, Кулаков, Короткий, 1967, 1968; Кулаков, 1968в, г; Короткий, Никонова, 1965).

Нижне-Амурская (Амуро-Амгунская) депрессия имеет, так же как и Удыль-Кизинская, довольно сложные очертания и такую же мозаичную структуру (см. рис. 4).

Высоких надпойменных террас в долине Амура здесь не отмечается, за исключением 18-метровой эрозионной террасы у подножья Чаятынского хребта и низких (6—8 м) террас у с. Сусанина и дер. Акши (по правобережью Амура).

По периферии Нижне-Амурской впадины широко распространена денудационная (в меньшей степени аккумулятивно-денудационная) равнина, пологонаклоненная к центру впадины с мощными (до 10—20 м) глинистыми корами выветривания на скальных породах фундамента. Обнажения этих кор наблюдаются в береговых обрывах Амура у сел Белоглинка, Ново-Троицк, в 3,5 км восточнее с. Маго и в других местах.

Подрезанные руслом Амура или поднятые в процессе блоковых подвижек над уровнем аккумуляции участки денудационной равнины морфологически очень похожи на речные террасы и часто принимаются исследователями за эти уровни. Таковы, например, «террасы» у поселков Тыр, Тахта, Белоглинка. К этой же категории следует отнести, вероятно, и уровень у с. Сусанина, где подрезаемая рекой денудационная равнина перекрыта маломощным чехлом обломочных отложений.

Предполагается, что мощность кайнозойских толщ, накопившихся во впадине, достигает нескольких сотен метров. По материалам В. П. Палицыной, скважиной 456, пройденной в пойме Амгуни (в 25 км выше ее устья) на глубине 71—138 м вскрыты валунно-галечниковые отложения с прослоем зеленовато-серой глины, предположительно отнесенные к неоген-раннечетвертичным образованиям. Выше залегают пески серые и зеленовато-серые, слюдистые, глинистые, средне- и тонкозернистые, с мелкой битой ракушкой, в нижних горизонтах с большим количеством гальки. Возраст их условно принимается верхнечетвертичным и голоценовым.

У северной окраины Нижне-Амурской депрессии, на берегу оз. Орель (в Бекчинской впадине), 2-м Гидрогеологическим управлением была пробурена скважина 1, вскрывшая толщу рыхлых кайнозойских отложений мощностью 375 м. По данным

А. А. Козлова, С. В. Белецкой и М В. Пятакова, мощность четвертичных отложений здесь составляет около 56 м и представлены эти отложения озерными глинами, суглинками, песками с включениями гравия и гальки, местами с растительными остатками, в кровле оторфованными. Нижняя граница четвертичной толщи проведена условно, и не исключается возможность более низкого гипсометрического ее положения, так как нижележащие плиоценовые отложения (вскрытые на глубине 56—287 м) представлены сходными по облику осадками. Заметим, кстати, что аналогичные практически непрерывные разрезы плиоцен-четвертичных отложений вообще характерны для многих впадин Нижнего Приамурья. Особенно хорошо это демонстрируется опорным разрезом скважины, пробуренной в с. Упагда (Эворон-Чукчагирская депрессия), где вскрыта однообразная толща песков и нижняя граница четвертичных отложений проводится условно, по изменению спорово-пыльцевых спектров (Морозова, Вихлянцев, 1965). Из четвертичных отложений скважины 1 в семи пробах (с глубин 5,5—10 и 18 м) были найдены споры и пыльца, которые, по определению В. Ф. Морозовой, характерны для растительности эпохи холодного и влажного климата. Предполагается на этом основании поздневерхнечетвертичный возраст осадков.

Общая мощность рыхлых кайнозойских отложений в Бекчинской впадине, как установлено бурением и вертикальным электрозондированием (по данным тех же исследователей), достигает 200—400, а в осевой части впадины — почти 500 м. Очевидно, аналогичные (а скорее всего более значительные) мощности характерны и для центральной части Нижне-Амурской депрессии. На основании спорово-пыльцевого анализа (по определению В. Ф. Морозовой) нижние горизонты отложений, вскрытых скважиной 1 (на глубине 348—375 м), отнесены к палеогену (возможно, к эоцену—олигоцену). Бекчинская впадина, так же как и соседняя с ней Ул-Лонгарийская, представляют собой, как отмечает А. А. Козлов, грабен-синклинали, приуроченные к крупным разломам субмеридионального направления.

Изложенное выше позволяет утверждать, что геоморфологическое строение Нижне-Амурской депрессии в основном сходно с таковым Удыль-Кизинской и Средне-Амурской депрессий. Отсутствие здесь высоких надпойменных террас и широкое распространение по периферии депрессии равнин с корами выветривания на породах фундамента объясняется, очевидно, более спокойным тектоническим режимом территории и, скорее всего, преобладанием нисходящих движений.

Наибольший интерес представляет приустьевый участок долины Амура — так называемый Николаевский пережим. У Ни-

колаевска-на-Амуре давно известна высокая (до 50—70 м у тылового шва) террасовидная ступень, строение которой хорошо изучено при разведке Николаевского железорудного месторождения (в 30—40-х годах XX в.). Цоколь уровня слагают базальты и андезито-базальты кузнецовской свиты (эоцен), имеющие (по данным И. П. Бойко и др.) мощность от 130 до 320 м и наклонно (в сторону русла Амура) залегающие на верхнемеловых породах с корами выветривания. Верхняя часть аккумулятивной толщи образована покровными суглинками и глинами (мощностью от 3—5 до 16 м), которые ниже сменяются суглинками со щебнем, песками с гравием и галькой (мощностью 1,5—3 м). В основании разреза располагается рудная толща — железистые конгломераты, песчаники, гравелиты, бурые железняки, залегающие на коре выветривания базальтов (мощность непостоянна — от 0—1 до 4—5 м). По данным С. Б. Бравиной и др. общая мощность надрудной толщи в глубь берега увеличивается до 30—36 м, а мощность рудной залежи уменьшается до 0.

Николаевский уровень имеет в целом пологонаклонную поверхность в соответствии с наклоном базальтового цоколя. От западной окраины города, где высота его достигает 62 м, а рыхлый покров отсутствует, он снижается в юго-восточном направлении до отметок 5—10 м (рис. 6).

Геологами экспедиции XX района (2-е Гидрогеологическое управление) в отложениях аккумулятивного покрова у восточной окраины г. Николаевска-на-Амуре найдены раковины моллюсков, определение которых произвел А. Л. Чепалыга. По его данным, обнаружены *Nodularia* cf. *douglassie* (gr. et Pidg) и *Unionidae* gen. *indet*. *Nodularia douglassie* — реофильный пресноводный моллюск, теплолюбивый (современный ареал от Амура до Южного Китая), обитает в текучих пресноводных водоемах, известен с миоцена.

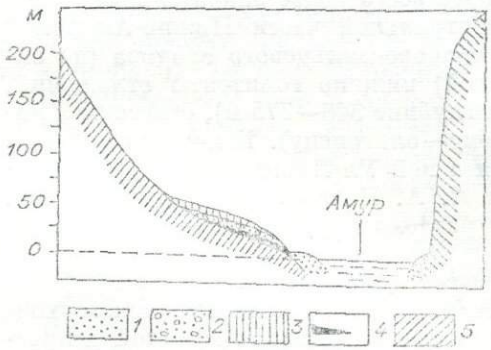


Рис. 6. Схематический профиль долины Амура у г. Николаевска. Составил А. П. Кулаков.

1 — пески и алевриты пойменной террасы; *2* — пески, галечники, суглинки аккумулятивной толщи николаевского уровня; *3* — покровные суглинки и глины; *4* — железистые конгломераты (миоцен?); *5* — базальты кузнецовской свиты (эоцен).

По мнению работавших здесь исследователей, отложения рудной толщи представляют собой осадки озерно-болотного водоема, но большая часть обломочного материала (пески,

гравий, галечники), по-видимому, принесена рекой. Вышележащие супеси и пески с гравием, щебнем и галькой, очевидно, аллювиальные (дельтовые) отложения рек, притоков Амура (судя по преобладанию местного материала, преимущественно слабой окатанности гравия и галек и плохой сортировке осадков). Разрез венчается пачкой покровных суглинков и глин склонового ряда (вероятно, делювиального генезиса).

Ю. Ф. Чемеков (1960), принимая во внимание сильную выветрелость обломочного материала рассматриваемого разреза (особенно рудной толщи), считает, что накопление нижних горизонтов отложений началось еще в миоцене. Этому предположению не противоречит упоминавшееся выше заключение А. Л. Чепалыги о возрасте пресноводной фауны из отложений николаевской «террасы».

Аллювиальные отложения, залегающие выше рудной толщи, имеют, по мнению многих исследователей, более молодой возраст (возможно, нижне-среднечетвертичный). Покровные суглинки и глины предположительно относят к верхнему плейстоцену. Во всех случаях возраст дается условно, так как оснований для более точных датировок нет. Таким образом, аккумулятивная толща николаевского уровня сложена различными по возрасту и генезису осадками — от озерно-аллювиальных (миоцен?) до аллювиальных (нижне-среднечетвертичных) и склоновых (верхнечетвертичных?) снизу вверх по разрезу.

Ниже Николаевска по правому и левому берегам Амура (у поселков Дальтехфлота, Красное, Половинка, Каменка, Зубаревская Падь и др.) в обрывах обнажаются пески и галечники с гравием и щебнем, суглинки и глины с прослоями песка, с галькой, щебнем и обломками базальтов и туфов, имеющие мощность от 1—2 до 5—8 м и залегающие, как правило, на цоколе из коренных пород (главным образом базальтов). Эти отложения формируют пологонаклонные (к руслу Амура) аккумулятивные равнины, пространственно тяготеющие к долинам рек — притоков Амура. Морфология рассматриваемых форм и особенности литолого-фациального состава слагающих их осадков (разнообразный гранулометрический состав и быстрые фациальные изменения осадков в разрезах и по простиранию, преобладание обломочного материала из местных пород и слабая в целом сортировка и окатанность последнего) не позволяют считать эти уровни амурскими террасами. Скорее всего, это подрезанные руслом Амура аллювиальные равнины (наземные дельты?), образованные притоками Амура у подножия горных возвышенностей, окаймляющих амурскую долину.

Такое же происхождение имеет, по-видимому, и николаевский уровень, аккумулятивная толща которого формировалась на базе пологонаклонной структурной равнины (на базальтах

кузнецовской свиты) с миоцена (?) по четвертичное время включительно.

В целом же долина Амура на участке от Николаевска до Амурского лимана, как предполагают В. Р. Поликанов, М. П. Красильников, С. Б. Бравина, Л. А. Кесслер и другие исследователи, приурочена к крупной депрессии типа грабена. Большая часть разломов северо-западного направления пространственно тяготеет к руслу Амура, причем они круто наклонены и имеют вид эшелонированных сбросов. Для этого же участка характерны (по данным И. П. Бойко, Ю. И. Никитина и др.) большие мощности кайнозойских эффузивов (до нескольких сотен метров), наклонное (в сторону Амура) залегание последних, а также коры выветривания на кайнозойских и меловых породах. По-видимому, рассматриваемая структура не отличается в принципе от наложенных широтных депрессий района Удыль-Кизинской впадины (Кадинской, Кизинской и др.), происхождение которых М. А. Ахметьев связывает с крупными зонами разрывов земной коры.

Формирование николаевского уровня произошло, очевидно, в послемиоценовое (плиоцен-четвертичное?) время в результате воздымания крупного блока левобережья Амура и погружения прилегающего к нему грабена, занятого руслом Амура. Сильно выветрелые (до глиноподобного состояния) ожелезненные галечники (миоценового? возраста), слагающие нижнюю часть разреза аккумулятивной толщи, оказались, таким образом, приподнятыми над современным уровнем реки.

Геоморфологическое строение долины Амура на Николаевском пережиме и в Нижне-Амурской (Амуро-Амгунской) депрессии в основном аналогично строению участков, располагающихся выше по течению. И в том и в другом случае террасовые уровни испытывают значительные колебания высот и обнаруживают явную приуроченность к блокам воздымания. Более того, в Нижне-Амурской депрессии и на Николаевском пережиме, хотя они и располагаются в непосредственной близости от моря, надпойменные террасы пользуются очень ограниченным распространением по сравнению, например, с Удыль-Кизинской депрессией и Комсомольским пережимом. Наиболее высокий николаевский уровень имеет (как было показано выше) полигенетическое происхождение и формировался, по-видимому, с миоцена(?) в континентальных условиях (о чем свидетельствуют литолого-фациальный состав осадков и обнаруженная здесь пресноводная малакофауна).

Проведенные исследования позволяют сделать вывод об отсутствии каких-либо следов высокого стояния морских вод в устье Амура в четвертичное время. Здесь не наблюдается серии так называемых эвстатических террас, которые, подобно

террасам рек Темзы и Соммы (Цейнер, 1963), свидетельствовали бы об эвстатических колебаниях уровня океана. Имеющиеся локальные террасовые уровни формировались в континентальных условиях, а морские четвертичные отложения не найдены даже в Нижне-Амурской впадине, находящейся вблизи от современного побережья.

По мнению автора (Кулаков, 1968в, г), роль эвстатических колебаний уровня океана в формировании комплекса подпойменных речных террас долины Амура в целом незначительна, так как последние обнаруживают явную приуроченность к воздымающимся блокам и отличаются локальным распространением и довольно резкими колебаниями высот. Имеющийся фактический материал (практически непрерывные разрезы плиоцен-четвертичных отложений во впадинах Нижнего Амура) не позволяет также предполагать, что в эпохи гляциоэвстатических регрессий уровня океана происходило значительное врезание русла Амура. Вероятно, в условиях чрезвычайно широкого материкового шельфа северо-западной части Охотского моря (куда протягивалась долина Нижнего Амура) снижение уровня моря не приводило практически к резкому оживлению глубинной эрозии из-за малых уклонов водотока или же врез не достигал современной долины Нижнего Амура. О принципиальной возможности подобного явления для речных долин прибрежной зоны писал еще Р. Флит (1963). Окончательное суждение по этому вопросу можно будет составить только в результате дальнейших исследований.

Краткие выводы по всему изложенному в этом разделе материалу сводятся к следующему. Вдоль материкового побережья Охотского и Японского морей — от залива Шелехова на севере до Корейского пролива на юге — отсутствуют высокие морские террасы, но широко распространены голоценовые террасы и современные морские аккумулятивные и абразионные формы (высотой от 0,5—3 до 6—8 м).

Морские отложения голоценового и верхнечетвертичного (в Юго-Западном Приморье и Северо-Восточной Корее, очевидно, и более древнего) возраста вскрыты скважинами в прибрежной зоне ниже уровня морских вод и залегают на континентальных четвертичных осадках.

На современном шельфе наблюдаются переуглубленные долины рек с заполняющими их аллювиальными отложениями. Под уровнем морских вод продолжаются также кайнозойские впадины материка (обрезанные современной береговой линией и выполненные мощными толщами кайнозойских континентальных осадков) и горные хребты побережья. Совершенно ясно устанавливается принадлежность к континенту многих островов, в настоящее время отделенных от него морем.

Все это свидетельствует о том, что современные контуры побережья оформились лишь в недавнем геологическом прошлом (в среднем и верхнем голоцене), а на протяжении большей части четвертичного времени море располагалось довольно далеко от современной береговой линии.

Для большинства крупных речных долин прибрежной зоны материка характерен сходящийся к устьям рек спектр надпойменных речных террас с погружением последних под более молодые аллювиальные и лагунно-морские отложения. Это явление, отмечаемое для речных долин некоторых районов Альпийского пояса, для Днестра, Роны, Миссисипи и многих других рек (Маруашвили, 1959; Russel, 1967, и др.), рассматривается как свидетельство тектонического погружения нижней части речного бассейна.

Наконец, вдоль современного побережья местами распространена базисная полигенетическая поверхность субаэрального выравнивания (особенно в Северо-Восточной Корее, Южном Приморье, Западном и Северо-Западном Приохотье) и в целом сниженный рельеф.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

К ним относятся п-ов Камчатка, Курильские и Японские острова и о. Сахалин, образующие «океаническую» границу Охотского и Японского морей. Это районы интенсивной тектонической и вулканической деятельности в верхнем кайнозое, в том числе и в четвертичное время. Побережья их имеют иное геоморфологическое строение по сравнению с побережьем материка. Древние береговые линии здесь представлены не только самыми низкими и молодыми уровнями и морскими отложениями, залегающими ниже уровня морских вод, но и (главным образом) прибрежными террасами различной высоты, строения и возраста, образующими ступенчатые равнины вдоль берега моря. Последние — характерные элементы ландшафта побережий Камчатки, Курильских и Японских островов и Сахалина, поэтому описания террас имеются в трудах буквально всех исследователей, работавших здесь.

Территория изучена неравномерно. Наиболее полно исследованы морские террасы Японских островов. Сведения о них приведены в многочисленных работах японских геологов и характеризуются обилием фактического материала, детальностью и большим количеством аналитических определений, включая анализы фаунистических и флористических остатков и определения абсолютного возраста отложений (главным образом по C^{14}).

Хуже изучены морские террасы (и вообще морские четвертичные отложения) Сахалина, Курильских островов и Камчатки, хотя и здесь в последние годы появилось много новых работ, позволивших существенным образом уточнить геолого-геоморфологическое строение этих территорий.

Камчатка

На Камчатке, по данным Б. В. Бондаренко (1931), Б. Ф. Дьякова (1936), С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940), Д. С. Харкевича (1941), Г. М. Власова и Ю. Ф. Чемекова (1949, 1950), Г. М. Власова (1959а, б), Ю. Ф. Чемекова (1961а), В. П. Мокроусова и Н. Д. Садовского (1961, 1964), В. П. Мокроусова (1964), С. И. Федоренко (1965) и многих других исследователей, морские террасы развиты по восточному и западному побережьям и в Центральной Камчатской депрессии.

Лучше всего изучено восточное побережье. Обзор представлений различных исследователей о террасах восточного побережья Камчатки приведен в работе Ю. Ф. Чемекова (1961а). Он указывает, например, что Л. А. Гречишкин описывает в бухте Ольги, у устья р. Тихой и в других местах аккумулятивные морские террасы высотой до 40—50 м. Д. С. Харкевич (1941) отмечает существование террас высотой 5—7, 10—12, 10—25, 50 и 100 м на о. Карагинском. Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемеков (1950) описывают на восточном побережье древние морские террасы высотой до 150—200 м, на поверхности которых расположены аккумулятивные формы последнего оледенения. Формирование террас они связывают с постплиоценовой морской трансгрессией, проявившейся в межледниковье, после первой эпохи оледенения. Ю. Н. Гриненко, Ю. К. Кузнецов и А. И. Юдин описывают в Усть-Камчатском районе серию террас (13 уровней) высотой от 0,5—3 до 1000—1100 м (Чемеков, 1961). Заканчивая обзор имеющихся данных о морских террасах восточного побережья, Ю. Ф. Чемеков отмечает, что находки ископаемой фауны известны здесь из террас высотой до 150—200 м, а генезис более высоких уровней неясен.

В. П. Мокроусов (1964) наиболее древними морскими террасами считает уровни высотой около 100—200 м на побережье бухты Ольги, на п-ове Шипунском и в районе полуострова Камчатского мыса. У бухты Солдатской он отмечает уступы трех морских террас высотой 40, 60 и 100 м. Все террасы скульптурные, покрыты аккумулятивным чехлом морских галечников, песков и глин. В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1964) считают галечники (мощностью обычно не свыше 2—3 м), слагающие верхнюю часть абразионной 200-метровой террасы в районе

р. Уки и южнее р. Камчатки, сформировавшимися в доледниковое (нижнечетвертичное) время. Образование более низких террас (с отметками 100—200, реже 50—60 м) они связывают с кратковременной межледниковой ингрессией моря в верхнем плейстоцене; сюда относят и морские отложения низких террас высотой 20—50 м, встречающиеся на полуострове Камчатского мыса, на с. Карагинском и в других местах. В отложениях этих террас была собрана фауна морских моллюсков хорошей сохранности, сходная с современной малакофауной северной части Тихого океана. С голоценом названные исследователи связывают низкие аккумулятивные террасы (высотой 3—5 м), береговые валы, косы и пляжи.

Несколько разновозрастных морских террас описывает С. И. Федоренко (1965) на Кроноцком полуострове. Он же отмечает террасу высотой 200—300 м вдоль южного берега Шипунского полуострова. На основании собственных наблюдений и литературных данных С. И. Федоренко дает описание строения морской террасы побережья Камчатского залива (на участке от р. Чажмы на юге до Камчатского полуострова на севере). Абсолютные отметки этого уровня колеблются от 50—100 до 350—400 м, а аккумулятивный покров имеет непостоянную мощность и представлен отложениями различного генезиса. Устанавливаются деформации террасового уровня, в том числе и деформации, связанные с перемещением блоков по разломам. С. И. Федоренко условно относит осадки рассматриваемой террасы к нижнему и среднему плейстоцену.

Менее изучено западное побережье Камчатки. Характерным элементом ландшафта прибрежной зоны здесь являются обширные тундровые равнины, ступенчато снижающиеся от подножия Срединного хребта к берегу моря. Единого мнения о происхождении этих террасовидных форм до сих пор не существует. Так, В. П. Зенкович (1956) считает Западно-Камчатскую равнину аллювиальной, а А. П. Жузе (1959) отрицает наличие здесь высоких морских террас. В то же время А. В. Щербаков отмечает на западном берегу три террасы высотой до 25—30 м, сложенные прибрежно-морскими и флювиогляциальными отложениями, а К. П. Богатырев принимает морское происхождение Западно-Камчатской равнины и описывает в ее пределах серию морских террас высотой от 6—9 до 150—200 м (см. Чемеков, 1961а). Как считает О. Н. Толстихин (см. Чемеков, 1961а), средняя часть равнины представляет собой древнюю поверхность денудационного выравнивания, а южная, аккумулятивная, сложена переслаивающимися морскими, аллювиальными и ледниковыми отложениями. Вдоль побережья здесь развита 25-метровая терраса (нижнечетвертичного возраста, по О. Н. Толстихину), в отложениях которой близ устья р. Озерной обнару-

жены морские диатомовые. Между устьями рек Кавран и Утхолок Б. Ф. Дьяков описывает постплиоценовые конгломераты, пески и песчаники мощностью 60 м с морской фауной, лежащие на отложениях плиоцен-нижнечетвертичной эрмановской свиты. В. П. Хоменко определил здесь *Acila* cf. *mirabilis* Ad. et Rve, *Yoldia limnatula* Joy., *Venericardia crassidens* Brod et Sow., *Astarte cf. leffingwelli* Dall., *Cardium* sp., *Cryptonatica janthostoma* Desh. Все эти виды четвертичные, кроме *Astarte leffingwelli*, известного из плиоцена и постплиоцена Аляски (Чемеков, 1961а).

Резюмируя известные данные о западном побережье Камчатки, Ю. Ф. Чемеков (1961а) приходит к выводу, что морскими здесь являются террасы высотой 6—8, 11, 25—30 и 60 м, а происхождение других уровней пока что неясно. В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1964) считают отложения Западно-Камчатской равнины озерно-аллювиальными образованиями на основании диатомового анализа образцов, взятых в интервале высотных отметок от нуля до 200—300 м. В большинстве образцов обнаружены исключительно пресноводные формы, а присутствие местами обломков панцирей морских диатомей может быть связано, как они полагают, с неглубоким залеганием морских плиоценовых осадков и их перемывом. В то же время эти исследователи отмечают наличие морских террас верхнечетвертичного (межледникового) возраста на северо-западном побережье Камчатки. Морские галечники залегают в устье р. Паланы на отметке 80 м, в устье р. Воямполки — 60, в устье р. Тигиль — 40 м, т. е. наблюдается снижение террасы в сторону наибольшего углубления Западно-Камчатского прогиба. На этом же участке побережья Западной Камчатки, в районе Тигильского поднятия, в береговых обрывах обнажаются отложения эрмановской и энемгенской свит. А. Р. Гептнер, Е. Г. Лупикина и Л. А. Скиба (1966), изучавшие этот разрез, пришли к выводу, что отложения эрмановской свиты (представленные здесь аллювиальными, дельтовыми, лагунными и прибрежно-морскими осадками) относятся к двум нижним ярусам эоплейстоцена, а перекрывающие их с угловым несогласием (и сходные с ними по литолого-фациальному составу) отложения энемтенской свиты — к верхнему ярусу эоплейстоцена, т. е. к нижнему отделу унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Дальнего Востока.

Для Центральной Камчатской депрессии еще С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940) отмечали наличие высокого (200 м) террасового уровня, формирование которого они связывали с высоким стоянием вод озерного водоема, сообщавшегося с морем, в верхнетретичное или древнечетвертичное время. Последующее накопление осадков в озерном бассейне эти авторы объясняли

постплиоценовой трансгрессией моря, следы которой в виде высоких террас имеются на побережье Камчатского залива. Эти представления поддерживают также Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемеков (1950). В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1964) отмечают, что следы морской ингрессии в Центральной Камчатской депрессии обнаружены в 1953 г. Б. В. Стыриковичем, который собрал обильную морскую фауну (*Astaea* sp., *Balanus* sp.) из шурфа, пройденного у подножия вулкана Толбачик, на отметках 100—110 м. Затем В. П. Мокроусовым (1961) были обнаружены ходы моллюсков-камнеточцев в неогеновых песчаниках на склонах хребта Кумроч также на отметках, близких к 100 м.

Новые данные о морских террасах Камчатки изложены в коллективной монографии О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцева, И. С. Евгеевой и Е. Г. Лупикиной (1968). На побережье Камчатского залива, в бухте Ольги и на юге Кроноцкого полуострова О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев и др. (1968) описывают несколько комплексов террас. Морские аккумулятивные террасы первого комплекса (высотой от 2 до 8—10 м) прослеживаются, по их данным, по всему побережью, а морские террасы второго и третьего комплексов (высотой 25—30 и 60—80 м) отмечаются только на юге Кроноцкого полуострова. Более высокие уровни (высотой 100—140 и 200—300 м), по мнению этих авторов, можно считать морскими на основании геоморфологических признаков и литолого-фациального состава осадков, слагающих аккумулятивный покров террас. Последние сходны с отложениями современного пляжа и отличаются исключительно хорошей окатанностью и сортировкой песчаного, гравийного и галечникового материала, обилием уплощенной гальки, отчетливой слоистостью. Забегая несколько вперед, скажем, что аналогичные отложения отмечаются в разрезах прибрежных уровней Сахалина, что и позволяет считать эти уровни морскими террасами, несмотря на отсутствие в них морской фауны (Кулаков 1968а).

По данным О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцева и др. (1968), в песках четвертой террасы (высотой 140 м) бухты Ольги был обнаружен комплекс морских диатомовых водорослей. Отложения четвертой и пятой морских террас перекрываются моренами обеих фаз позднеплейстоценового оледенения, но в Усть-Камчатском районе они сами перекрывают ледниковые отложения среднего плейстоцена. На этом основании названные авторы относят формирование террас ко времени позднеплейстоценового межледниковья. Спорово-пыльцевые спектры из отложений террас близки, по мнению этих исследователей, к таковым из отложений верхней части второго горизонта высокой террасы залива Корфа, для времени накопления которых характерно

существенное похолодание. Последнее Е. М. Малаева (Малаева, Алешинская, Петров, 1965) связывает с окончанием межледниковья и приближением оледенения.

В итоге О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев и др. (1968) приходят к выводу о следующей последовательности террасовых уровней на восточном побережье Камчатки: 1-й уровень — комплекс низких (2—10 м) аккумулятивных морских террас голоценового возраста: 2-й—морские террасы высотой 25 — 30 м времени второй фазы верхнечетвертичного оледенения; 3-й—морские террасы высотой 60 — 80 м времени первой фазы верхнечетвертичного оледенения; 4-й — четвертая (100—140 м) и пятая (200—300 м) морские террасы, сформировавшиеся до верхнечетвертичного оледенения. Наиболее высокие уровни (100—140 и 200—300 м) они сопоставляют с 25—30-метровыми террасами о. Карагинского, которые Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966) отнесли к позднеплейстоценовому межледниковью. Спорово-пыльцевые спектры из отложений этих террас отражают лесотундровый тип растительности, а морская фауна (раковины моллюсков *Tachyrhynchus* cf. *reticulatus* (Mighels), *Turritellopsis stimpsoni* Dall. и пр., песчаные и известковые фораминиферы) в видовом отношении весьма близка современной. Предполагается, что наиболее вероятным стратиграфическим аналогом этих отложений являются валькатленские морские отложения Чукотки (Скиба, Хорева, 1966).

Различие в высоте одновозрастных морских террас Кроноцкого полуострова (100—140 м и 200—300 м) и о. Карагинского (25—30 м) О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев и др. (1968) объясняют неодинаковой интенсивностью новейших тектонических движений рассматриваемых районов.

Детальные работы этих исследователей в Центральной Камчатской депрессии привели их к выводу о том, что здесь морские четвертичные отложения и морские террасы отсутствуют. В основании разреза четвертичной толщи залегают озерные «синие глины» (нижнечетвертичного возраста), перекрытые аллювиальными, ледниковыми, флювиогляциальными, пролювиальными и прочими отложениями континентального ряда, которые формировались на фоне непрекращавшейся вулканической деятельности в сопредельных районах. Очень широким распространением в депрессии пользуются наземные дельты, образующие обширные флювиогляциальные, аллювиальные и вулканогенно-пролювиальные равнины (Брайцева, Мелекесцев и др., 1968).

Морская фауна, которую Б. В. Стырикович обнаружил в шурфе у подножия Толбачикского вулкана (Мокроусов, Садовский, 1964), является, как считают О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев и др. (1968), переотложенной. Раковины окатаны и располагаются в отложениях голоценовой флювиогляциальной

равнины у подножия Ключевской группы вулканов, что полностью исключает возможность нахождения здесь фауны in situ.

Что же касается западного побережья Камчатки, то, по мнению О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцева и др. (1968), большую роль в формировании рельефа Западно-Камчатской равнины (особенно южной и средней частей) играли процессы верхнечетвертичного оледенения, генезис же доледниковой поверхности еще остается неясным. Вместе с тем прибрежная равнина в районе устьев рек Тигиль и Напана в значительной степени обязана своим возникновением постплиоценовой морской трансгрессии. Следы ее в виде морских террас (наиболее распространенная из которых имеет высоту около 100—120 м) отмечены в низовьях Воямполки, Тигиля, Напаны и других рек.

Морской генезис высоких террасовидных равнин средней и южной частей Западно-Камчатской низменности принимается, по мнению этих исследователей, без достаточных оснований, так как морская фауна в отложениях не найдена, а слагаемые ими уровни отличаются от типичных морских террас. Это, скорее всего, обычные аллювиальные равнины.

О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев и др. (1968) считают, что в течение четвертичного периода большая часть Западно-Камчатской равнины испытывала медленное, но устойчивое поднятие, о чем свидетельствуют небольшие мощности четвертичных осадков и почти повсеместное присутствие третичных отложений, а также строение речных долин. Реки выходя из Срединного хребта, не образуют здесь наземных дельт, типичных для погружающихся предгорных и межгорных впадин, а вырабатывают обычные эрозионные долины с целой серией цокольных флювиогляциальных и аллювиальных террас. На поднятие территории указывает, кроме того, высокое гипсометрическое положение кровли лагунных и прибрежно-морских отложений эрмановской и энемтенской свит, обнажающихся в береговых обрывах Западной Камчатки.

Южная часть Западно-Камчатской низменности испытывала, очевидно, погружение, так как здесь широко распространены низкие прибрежные равнины с торфяниками, часто залегающими ниже уровня моря (Зенкович, 1956, 1962; Аксенов, Ионин, Щербаков, 1964; Мокроусов, 1964, и др.) Возможно, что этим объясняется размыв большинства аккумулятивных форм южного берегового района, отмечаемый А. С. Иониным (1967).

О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев и др. (1968) считают, что весьма значительные высоты сравнительно молодых (верхнеплейстоценовых) террас восточного побережья Камчатки объясняются интенсивными восходящими движениями этого участка. Вместе с тем они подчеркивают дифференцированность четвертичных тектонических движений территории, в результате чего

террасы одного и того же возраста могут иметь различную высоту в различных районах (например, террасы побережья Камчатского залива и о. Карагинского).

Курильские острова

Четвертичные отложения и террасовые уровни Курильских островов изучены слабо. Поэтому, хотя морские террасы прекрасно выделяются в рельефе островов и в той или иной степени упоминаются в трудах буквально всех исследователей Курильской гряды, стратиграфическое положение уровней еще не установлено с достаточной точностью, а корреляция их внутри гряды и с террасами сопредельных территорий — задача дальнейших исследований.

Впервые наиболее полно описала курильские террасы Г. В. Корсунская (1947, 1958). Она установила присутствие хорошо окатанной гальки и песка на поверхности террасовых уровней, а колебания высот последних по всем островам гряды определила в интервале 25 — 300 м. Затем острова посещали многие исследователи, но представление о количестве и высотах террас более или менее определенно установилось лишь в последние годы в процессе геологосъемочных и различного рода тематических работ.

Морские террасы окаймляют узкими полосами горные хребты, вулканы и сильно расширяются на участках перешейков. Низкие уровни главным образом аккумулятивные, в то время как высокие преимущественно цокольные и абразионные.

Морское происхождение террас доказывается не только морфологией рассматриваемых уровней и особенностями их пространственного размещения, но и присутствием морских отложений в их разрезах. Это хорошо прослеживающиеся в рельефе побережий субгоризонтальные ступени с четко выраженными бровкой и тыловым швом, срезающие различные по литологии и возрасту породы. На цоколе из дочетвертичных или более молодых пород залегают обычно прибрежно-морские отложения — галечники с гравием и валунами, пески с гравием и галькой, со значительной примесью пирокластического материала. Хорошо выраженной слоистостью, высокой степенью окатанности и сортировки зерен эти отложения чрезвычайно похожи на осадки современного пляжа, но отличаются от субаэральных флювиальных, пирокластических и склоновых отложений, часто перекрывающих морские осадки в едином разрезе или же слагающих аккумулятивные покровы псевдотеррас. Более редки находки морской микро- и макрофауны и флоры в террасовых отложениях, что в значительной степени объясняется общей слабой изученностью курильских террас.

Остатки фауны морских моллюсков, ежей, мшанок были найдены, например, Ю. С. Желубовским в отложениях террасы высотой 15—25 м на о. Итуруп (Желубовский, Прялухина, 1964), а Г. М. Власовым — на высоте 200—300 м у подножия вулкана Баранского на том же острове (Власов, 1959а, б). Комплекс морских диатомовых водорослей (вместе с пресноводными формами) описывает Д. С. Стратула (1969) из отложений аккумулятивного покрова 25—40-метровой террасы о. Шиашкотан. Аналогичные данные о находках морских организмов в осадках террас приводятся также в отчетах геологов, выполнявших геологическую съемку на Курильских островах. К сожалению, эти находки пока еще очень немногочисленны.

Ю. Ф. Чемеков (1961а), суммируя данные различных исследователей о высотах курильских террас, отмечает значительные расхождения в их оценках, что создает представление об исключительной множественности уровней на островах гряды. Это явление объясняется, во-первых, недостаточно тщательным определением абсолютных отметок террас (бровки, средней части или тылового шва последних) и, во-вторых, тектоническими деформациями, эрозионным расчленением и снижением уровней, особенно сильными для наиболее высоких из них. Не учитывается также и первичный уклон террасовой поверхности, которая, как известно, не является горизонтальной плоскостью (Цейнер, 1963). Наконец, в пределах островов широко распространены различного рода псевдотеррасы, представленные в большинстве случаев поверхностями лавовых потоков, структурными уровнями и педиментами (Худяков, 1968а).

Более осторожно следует также относиться к находкам морской фауны не in situ — на поверхности или склонах прибрежных уровней. Так, наблюдения Г. А. Евсеева (устное сообщение, Институт биологии моря Дальневосточного научного центра АН СССР) на Курильских островах показали, что панцири современных морских ежей могут быть занесены ветром вверх по склону на очень большую высоту, а вдоль побережья на различных отметках часто встречаются раковинные кучи, которые, как и в Южном Приморье, могут ввести в заблуждение относительно происхождения той или иной прибрежной ступени.

В целом по всем островам гряды морские террасы образуют террасовый ряд, верхние ступени которого располагаются на высоте около 200—300 м (Корсунская, 1947, 1958; Власов, 1959а, б; Канаев, 1960; Чемеков, 1961а; Желубовский, 1962; Прялухина, 1964; Беспалый, 1964б; Кулаков, 1965, и др.). Высотное положение каждой ступени внутри этого

ряда пока что в силу изложенных выше причин нельзя определить с достаточной точностью. Для этого необходимы детальные тематические исследования с непрерывным прослеживанием террасовых уровней от одного острова к другому. Автором (Кулаков, 1965) на основании собственных наблюдений и имеющихся литературных данных в свое время было высказано предположение о существовании единого для всей Курильской гряды комплекса морских террас: низких высотой от 3—5 до 20—25 м и террасовых уровней на абсолютных высотах 30—40, 50—60, 80—120 и 200—250 м (иногда до 300 м и более). Близкая к этому последовательность террасовых ступеней была также установлена недавно В. К. Грабковым (1969) для Большой Курильской гряды. Он описывает семь террасовых уровней в следующих интервалах высот: 2—3 м, 5—7, 15—20, 30—40, 60—80, 120—150 и 200—350 м.

Однако, как показали исследования последних лет, вряд ли можно говорить о единых уровнях террас, прослеживающихся на этих высотах по всем островам гряды. Дело в том, что абсолютные отметки террас довольно сильно изменяются в латеральном направлении, вплоть до погружения некоторых уровней под уровень моря на участках межгорных впадин (перешейков). Кроме того, в условиях интенсивных дифференцированных тектонических движений территории возможно «расщепление» или же «слияние» террасовых уровней на отдельных участках, что также сильно усложняет террасовый спектр. Все это заставляет отказаться от предположения о единой для всей гряды последовательности морских террас с довольно «жестким» высотным положением каждого уровня внутри этой системы. С другой стороны, геологосъемочные работы и тематические исследования свидетельствуют о сходстве в целом террасовых рядов различных островов гряды и многих районов внутри какого-либо острова.

По мнению автора, упомянутый выше террасовый ряд не является эталоном, свойственным для всей гряды, а должен рассматриваться лишь как частный случай гораздо более сложной реально существующей последовательности террас, характерная особенность которой заключается в изменении не только абсолютных отметок, но и количества уровней по простиранию и вкрест простирания гряды в соответствии с геолого-тектонической структурой последней и режимом тектонических движений в ее пределах. Эта реально существующая последовательность морских террас может быть установлена только в процессе детальных тематических исследований территории с тщательным изучением разрезов террас и непрерывным прослеживанием разновысотных уровней по всем островам гряды.

Очень сложна задача определения возраста террас, так как плохая изученность разрезов и бедность их фаунистическими остатками препятствуют объективному решению вопроса. Большинство геологов (Ю. С. Желубовский, А. Ф. Прялухина, Б. Н. Пискунов, С. М. Сапрыгин, В. Е. Бевз, Т. П. Королева и др.) относят террасы высотой 200—300 и 80—120 м к нижнему и среднему плейстоцену, а более низкие уровни — к среднему и верхнему плейстоцену. В то же время В. Г. Беспалый (1964б) считает, например, что морские террасы Курильских островов, так же как и террасы Сахалина, представляют собой следы трех трансгрессий: межледниковой — начала верхнего плейстоцена и последующих трансгрессий верхнеплейстоценового межледниковья и послеледниковья.

Такая датировка при отсутствии надежных критериев стратификации, естественно, условна и субъективна. Поэтому на современной стадии изучения прибрежных террас Курильских островов можно говорить лишь о четвертичном возрасте всех ступеней террасового ряда (причем наиболее высокая из них может быть плиоценовой) и их относительной возрастной последовательности (*моложе — древнее*) внутри этого ряда, но более точный возраст того или иного уровня остается обычно неизвестным. Мало сведений на этот счет дают и находки фауны. Так, моллюски, собранные Г. М. Власовым в песчано-галечниковых отложениях 200—300-метровой террасы о. Итуруп и представленные формами *Purpura freycinetti* и *Actaea* sp., близки, по мнению В. С. Слодкевича, к современной фауне Японского моря, а ежи, мшанки и пелециподы, найденные Ю. С. Желубовским в отложениях 20—25-метровых террас и определенные З. И. Барановой, являются обитателями курильских вод и в настоящее время (Желубовский, Прялухина, 1964).

Для определения возраста террас довольно часто используется соотношение последних с моренами четвертичных оледенений (Власов, 1959а, б; Федорченко, Шилов, 1966). Но и в этом случае не достигается достаточная точность, поскольку возраст оледенения (и связанных с ними морен) определяется весьма приблизительно, а погребенная под верхнеплейстоценовой мореной терраса может иметь как средне-так и нижнеплейстоценовый возраст. Кроме того, вопрос о количестве и масштабе оледенений на Курильских островах еще далек от разрешения. Так, наблюдениями автора на островах южной группы установлено, что встречающиеся здесь местами грубообломочные отложения, которые иногда считают ледниковыми и флювиогляциальными образованиями, представляют собой, скорее всего, склоновые и аллювиально-пролювиальные отложения, а не морены. Отсутствуют здесь и ледниковые формы рельефа.

Абсолютные датировки (по C^{14}) известны к настоящему времени лишь для высокой морской террасы района вулкана Менделеева на о. Кунашир. Отметки ее изменяются, по данным Г. В. Полунина (1969), от 100—120 до 250 м. На цоколе из плиоценовых отложений залегают морские пески и песчаники с галькой и валунами, которые перекрываются толщей туфов с прослоями шлаков и лав. Возраст древесины, найденной в основании рассматриваемого разреза, определен в лаборатории Геологического института АН СССР в 39 300 ± 600 и 40200 ± 750 лет. Второй образец (древесина стланика), отобранный из лапиллиевых туфов верхней части конуса вулкана, имеет возраст 4 220±50 лет. Эти данные заставляют еще более осторожно подходить к определению возраста морских террас и сопоставлению одновысотных уровней в пределах Курильской островной дуги.

Речные долины островов Большой гряды, как правило, узкие, глубоко врезанные, с комплексом (3—4 и более) надпойменных террас. Последние преимущественно цокольные и эрозионные. В приустьевых частях речных долин наблюдается переход речных террас в одновозрастные им морские уровни. Вверх по долинам рек террасовый спектр значительно усложняется, так как из-за больших уклонов тальвега формирование террасовых ступеней уже не зависит практически от положения основного базиса эрозии (океана), а определяется тектоникой каждого участка. Поэтому появляется много локальных террас и корреляция уровней даже в пределах одной речной системы становится невозможной.

Строение рельефа островов Большой и Малой Курильских гряд различно. Для островов Большой гряды характерен в целом контрастный горный рельеф. Интенсивно протекают процессы глубинной эрозии, приводящие к расчленению рельефа, широко распространены четвертичные вулканогенные и делювиально-пролювиальные образования, а в долинах рек и на морском побережье наблюдается серия морских и речных террас.

В то же время островам Малой гряды (Шикотан, Зеленый, Полонского, Танфильева и др.) присущи общая выровненность рельефа, затухание эрозионных процессов и вулканической деятельности, отсутствие лестницы речных и морских террас (на побережье наблюдаются лишь современные формы, в редких случаях — низкая 2 — 4-метровая голоценовая терраса; в долинах рек — только пойма), интенсивное абразионное разрушение берегов. В целом почти вся внешняя дуга находится под водой в виде подводного хребта Витязь. Вершины его большей частью плоские и располагаются на различной глубине под уровнем океана.

Интенсивная абразия островов Малой гряды объясняется тем, что берег не «защищается» от разрушения посредством поступления в волноприбойную зону больших объемов аллювиального и делювиально-пролювиального материала (Зенкович, 1962). В свою очередь, эрозионные процессы, дающие этот материал, энергично действуют лишь в уловиях интенсивных тектонических поднятий территории, создающих большие градиенты высот. Вулканическая деятельность на островах Малой гряды имела место, как предполагают, лишь в среднем плейстоцене, когда из вулканов Томари и Ноторо (о. Шикотан) изливались лавы базальтового и андезито-базальтового состава (Прялухина, 1964).

По мнению Г. И. Худякова (1968а), на островах Малой гряды развита единая педиментная разновозрастная (формирующаяся с неогена и по настоящее время) поверхность с колебаниями абсолютных высот от 5 до 200—300 м. Она была создана в процессе длительного континентального выравнивания рельефа в условиях разрушающейся островной суши при относительно стабильном тектоническом состоянии территории (вероятнее всего, с преобладанием нисходящих движений).

Изложенные данные свидетельствуют о затухании рельефообразующих восходящих движений на Малой гряде в четвертичное время. Главную роль здесь играют субаэральная денудация и морская абразия, приводящие к выравниванию и уничтожению островной суши. В то же время острова Большой гряды испытывают интенсивное воздымание, начавшееся значительно ранее четвертичного времени.

Различная интенсивность и неоднородность роста геоантиклинальных морфоструктур в двойной островной дуге, подмеченная многими исследователями (Власов, 1964; Худяков, 1964; 1968а, Вергунов, 1964; Васильковский, Худяков, 1966; Сергеев, 1966, и др.), связана, по мнению Г. И. Худякова (1968 а), с неодинаковой интенсивностью магматизма на этих территориях. Рост островной суши дуг (и подъем геоантиклиналей) он рассматривает как результат интенсификации магматических процессов. При ослаблении же последних геоантиклинали Большой и Малой Курильских гряд вовлекались в погружения формирующимися Южно-Охотской и Курило-Камчатской глубоководными впадинами (Худяков, 1968а, б).

Итак, характерное для четвертичного времени общее ослабление магматической деятельности на Малой Курильской гряде и интенсификация ее на Большой гряде обусловили столь резкое различие основных черт рельефа этих крупных морфоструктурных единиц (Худяков 1964, 1965, 1968а, б; Кулаков, 1965). Воздымание геоантиклинали Большой Курильской гряды происходило и в плиоцене, когда уже су-

ществовала высокая островная суша и имели место процессы наземного вулканизма и интрузивного магматизма (Худяков, 1968а).

Многие исследователи (Корсунская, 1958; Власов, 1959а, б; Горячев, 1960, и др.) отмечали наличие на Курильских островах выровненных поверхностей, располагающихся выше наиболее *высокой морской террасы — на отметках около* 400, 500, 700, 800—900 м (Чемеков, 1961а). Они рассматривают их как реликты поверхности выравнивания, свидетельствующие о сплошном денудационном выравнивании горного рельефа островов в конце плиоцена — начале четвертичного времени. Исследования последних лет не подтвердили этих предположений. Установлено, что данные уровни являются главным образом поверхностями лавовых плато, имеют самый различный возраст и, значит, не могут служить маркирующим уров*нем для вычисления амплитуд последующих тектонических* деформаций (Желубовский, 1962; Вергунов, Прялухина, 1964; Худяков, 1964, 1968а, б; Федорченко, Шилов, 1966, и др.). Как отмечает Г. И. Худяков (1968а), общее выравнивание рельефа в верхнемиоценовое — нижнечетвертичное время происходило лишь на островах Малой гряды, тогда как на островах Большой гряды (в частности, на Итурупе и Кунашире) выравнивание было локализовано в межвулканических седловинах и других районах, которые отличаются общей тенденцией к относительному прогибанию и аккумулятивно-денудационному выравниванию (например, южная окраина о. Кунашир). Г. И. Худяков (1968а) считает, что так называемый верхний денудационный уровень Большой Курильской гряды не является поверхностью выравнивания, а «представляет собой условно воспроизводимую плоскость, проходящую через вершины разновысотных и разновозрастных возвышенностей» (стр. 306).

Изложенные материалы не подтверждают предположения А. В. Горячева (1960) о поднятии окраин Курильской гряды и прогибании (погружении) ее средней части. Более соответствует истине точка зрения В. Ф. Канаева (1960, 1963) о поднятии Курильской гряды как единого целого, подтвержденная дальнейшими работами (Худяков, 1964, 1968а, б; Кулаков, 1965; Федорченко, Шилов, 1966; Мархинин, 1967, и др.), хотя исходные данные, положенные им в основу этого вывода (*представление об островном шельфе как абразионно-аккумулятивной* поверхности выравнивания послеледникового возраста), нельзя признать достаточно обоснованными.

Таким образом, по берегам островов Большой Курильской гряды повсеместно прослеживается последовательность морских террас — террасовый ряд, верхние ступени которого под-

нимаются местами до отметок в 200—300 м над ур. м. Комплекс геолого-геоморфологических признаков свидетельствует об интенсивном тектоническом воздымании антиклинальной структуры Большой гряды в целом. На фоне этого поднятия происходят локальные движения различного знака и амплитуды, приводящие к деформации террас и значительному усложнению структуры террасового ряда. Четвертичные тектонические движения наследуют движения плиоцена и продолжают, таким образом, наметившуюся ранее тенденцию к воздыманию и наращиванию островной суши. На островах Малой Курильской гряды морские и речные террасы (за исключением самых низких и самых молодых уровней) практически отсутствуют. Здесь в течение четвертичного времени происходило выравнивание рельефа, сопровождавшееся интенсивным абразионным разрушением островов.

Столь резкие различия в строении рельефа островов Большой и Малой Курильских гряд обусловлены различной интенсивностью магматических процессов в пределах этих крупных морфоструктурных единиц (Худяков, 1964, 1968а, б).

Сахалин

Еще первые исследователи Сахалина отмечали широкое распространение на острове морских террас (Соколов, 1915; Тихонович, Полевой, 1915; Дамперов, Елисеев, 1935, и др.). Происхождение их обычно объяснялось постплиоценовыми морскими трансгрессиями и вертикальными тектоническими движениями островной суши. В дальнейшем вопрос о морских террасах в той или иной степени затрагивался в трудах многих исследователей. Наиболее интересны в этом отношении работы С. Н. Алексейчика (1952, 1958), Е. М. Смехова (1953), А. В. Мизерова (1958), Е. М. Рудича и С. И. Скибы (1959), Г. С. Ганешина (1959), В. В. Соловьева (1961, 1964), Ю. Ф. Чемекова (1961а), С. М. Александрова (1962, 1969), В. Г. Беспалого (1964б). Ценный фактический материал собран также в процессе геологических съемок территории.

В. В. Соловьев (1964), составивший геоморфологическую карту Сахалина в масштабе 1:500 000, считает, что морское происхождение имеют лишь террасовые комплексы со средней высотой 15—25, 5—7, 2—4 м и пляж. Аналогичные взгляды высказывал ранее Г. С. Ганешин (1959), ставивший под сомнение морское происхождение высоких уровней вдоль западного побережья Сахалина. По мнению В. Г. Беспалого (1964б), в рельефе побережья Сахалина сохранились следы трех трансгрессий, представленные террасами высотой 5—6, 10—15 и

25—40 м. Этот автор отмечает значительную деформированность террас новейшими тектоническими движениями, в результате чего, например, наиболее высокая из них имеет местами высоту до 60—80 или даже до 100 м над ур. м. В. Г. Беспалый, так же как и В. В. Соловьев (1964), считает, что морские террасы имеют возраст не древнее верхнечетвертичного. Самый высокий уровень он связывает с межледниковой трансгрессией начала верхнего плейстоцена, а более низкие — с трансгрессиями второго верхнеплейстоценового межледниковья и среднего голоцена. Возраст трансгрессий (и террас) устанавливается на основании того, что рассматриваемые уровни (верхние из них) перекрыты плащом делювиально-солифлюкционных и предположительно флювиогляциальных отложений, возникших во время верхнеплейстоценовых оледенений. Немаловажную роль при определении возраста террас играют и представления указанных исследователей о развитии рельефа Сахалина в целом. По их мнению, *современный рельеф территории начал формироваться* с конца плиоцена, когда произошла резкая активизация тектонических процессов, ознаменовавшая начало так называемого новейшего этапа развития земной коры. Активизация наступила, как полагают, вслед за этапом денудационного выравнивания рельефа, имевшим место в конце среднего и в позднем миоцене (Соловьев, 1964). Аналогичные мысли высказывают Е. М. Рудич и С. М. Скиба (1959), которые считают, что поверхность выравнивания формировалась в плиоцене.

В 1967—1969 гг. автором изучались прибрежные террасы Южного Сахалина, главным образом его западного побережья. Полевые геоморфологические наблюдения, палинологический и диатомовый анализы образцов из разрезов террас, *освоение* имеющегося литературного материала по сопредельным территориям (в том числе Японских островов) привели к выводам, отличающимся от представлений указанных выше исследователей.

В отложениях морских террас Сахалина, так же как и террас Курильских островов, находки морской фауны очень редки. Они известны лишь для голоценовой террасы и для двух-трех точек из более высоких террас (Чемеков, 1961а; Соловьев, 1961, 1964; Беспалый, 1964а, б, и др.). Поэтому морской генезис прибрежных уровней обычно устанавливается на основании изучения литологии слагающих их отложений. Прибрежно-морские и лагунные отложения залегают, как правило, в основании аккумулятивной толщи и резко отличаются от перекрывающих их аллювиальных и склоновых отложений хорошо выраженной слоистостью (в том числе и микрослоистостью), высокой степенью сортировки песчано-галечниковых отложе-

ний, хорошей окатанностью и разнообразным петрографическим составом кластического материала. В большинстве случаев они, так же как и отложения морских террас Курильских островов и Камчатки, чрезвычайно напоминают осадки современного пляжа, только содержат очень много морских и солоноватоводных диатомей по сравнению с пресноводными формами. Все эти признаки позволяют, несмотря на отсутствие морской фауны, достаточно уверенно определять генезис отложений и связанных с ними прибрежных уровней.

Лучше всего террасовые уровни прослеживаются по западному побережью острова. В исследованном автором районе (от мыса Крильон на юге до пос. Хоэ на севере) вдоль подножия Южно-Камышевого хребта протягиваются узкие прибрежные равнины, образующие серию ступеней в интервале высот от 3—8 до 80—120 м и более. Обычно наблюдается два-три, редко четыре уровня.

Гипсометрическая характеристика их (для участка мыс Крильон — пос. Бошняково) дана на прилагаемой схеме (рис. 7). Прибрежные уровни Сахалина, как это уже отмечалось ранее (Соловьев, 1964; Беспалый, 1964а, б; Кулаков 1968а, б; Чернышева, 1968, и др.), имеют, как правило, сложное строение. Типичный разрез такого уровня следующий: на цоколе коренных пород залегают прибрежно-морские или лагунные осадки, которые вверх по разрезу последовательно сменяются дельтовыми, аллювиальными и склоновыми отложениями. Мощность континентальных осадков колеблется в широких пределах, составляя иногда треть, половину или даже бо́льшую часть разреза террасы. Такие полигенетические уровни сохраняют в целом террасовидный облик, но поверхность их имеет более крутой уклон и менее постоянные высотные отметки. Высоту морской террасы в таком случае следует определять, не принимая во внимание мощности покровных субаэральных осадков. Наиболее отчетливо прослеживается самая низкая терраса, высота которой (3—8 м) сохраняется практически неизменной вдоль всего западного побережья. Ширина ее обычно не превышает первых сотен метров (а чаще всего бывает гораздо меньше), но на отдельных участках (мыс Слепиковского, район г. Красноярска и др.) увеличивается до нескольких километров. На таких участках песчаные отложения террасы интенсивно перевеваются ветром и образуют дюны высотой до 5—8 м. В осадках террасы найдены кости морских млекопитающих и неолитические орудия (Беспалый, 1964б).

Терраса эта, по мнению различных исследователей, формировалась в голоцене, нижнем или среднем голоцене (Александров, 1962; Беспалый, 1964б; Соловьев, 1964; Беспалый, Зданская, Соловьев, 1967, и др.). В 1968 г. автором и В. В. Николь-

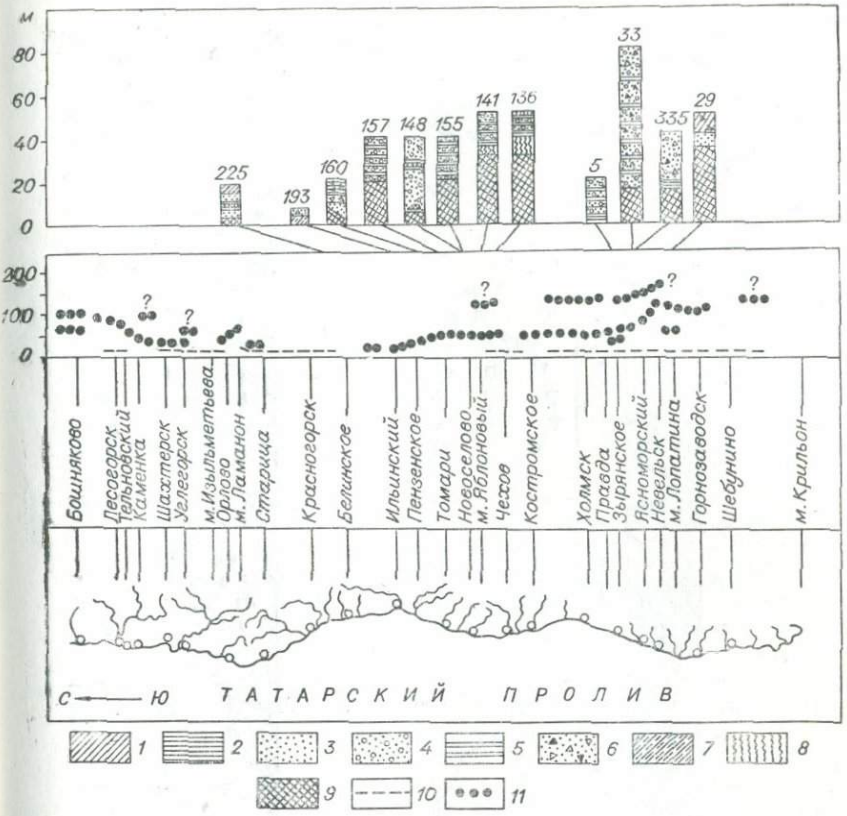


Рис. 7. Прибрежные уровни западного побережья Южного Сахалина (проекция уровней на вертикальную плоскость, схематические колонки обнажений). Составил А. П. Кулаков.

1 — суглинки и глины; *2* — иловатые суглинки и глины, алевриты; *3* — пески; *4* — песчано-галечниковые отложения; *5* — песчано-галечниковые отложения с прослоями алевритов, иловатых суглинков и глин; *6* — глинистые пески и супеси с галькой и щебнем; *7* — алевролиты; *8* — оползни и осыпи; *9* — коренные дочетвертичные породы; *10* — низкая (голоценовая) терраса; *11* — высокие прибрежные уровни четвертичного возраста.

ской были отобраны образцы из торфяника, вскрытого котлованом на первой надпойменной террасе р. Черемшанки в 0,8 км выше устья последней (западное побережье Сахалина южнее перешейка Поясок). Терраса имеет высоту 3 м и соответствует низкой морской террасе побережья. В плане торфяник представляет собой удлиненное тело (скорее всего, это заросшая старица или отмершая протока), следовательно, по предположению В. В. Никольской, возраст торфяника несколько моложе, чем возраст террасы. Видимая мощность торфа 3,3 м, подошва слоя залегает ниже уровня грунтовых вод. Разрез

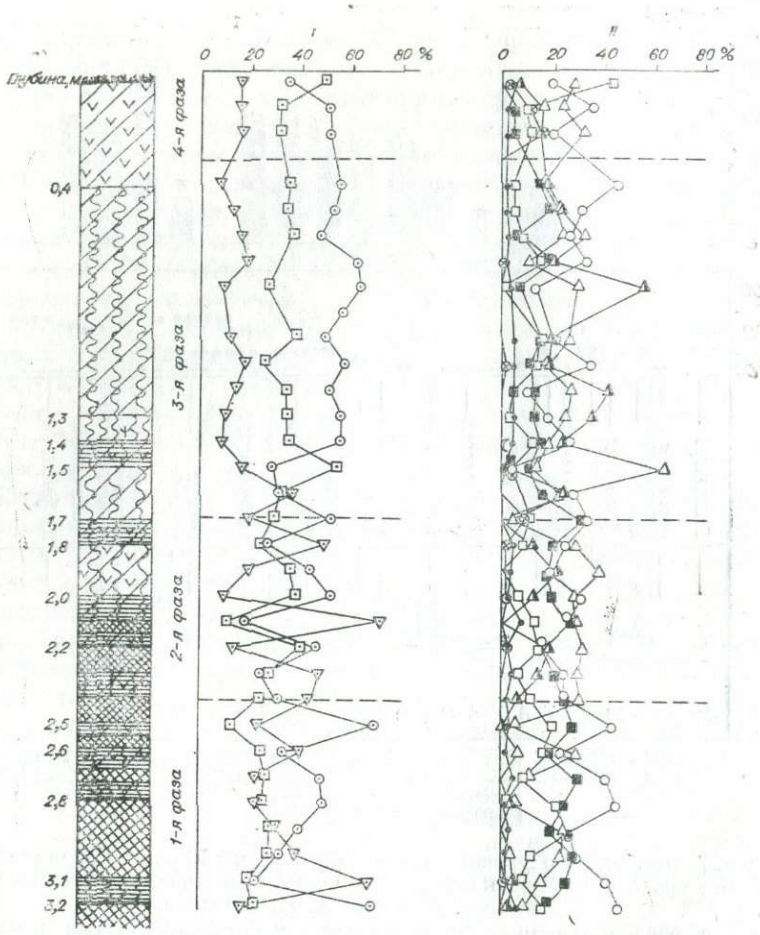
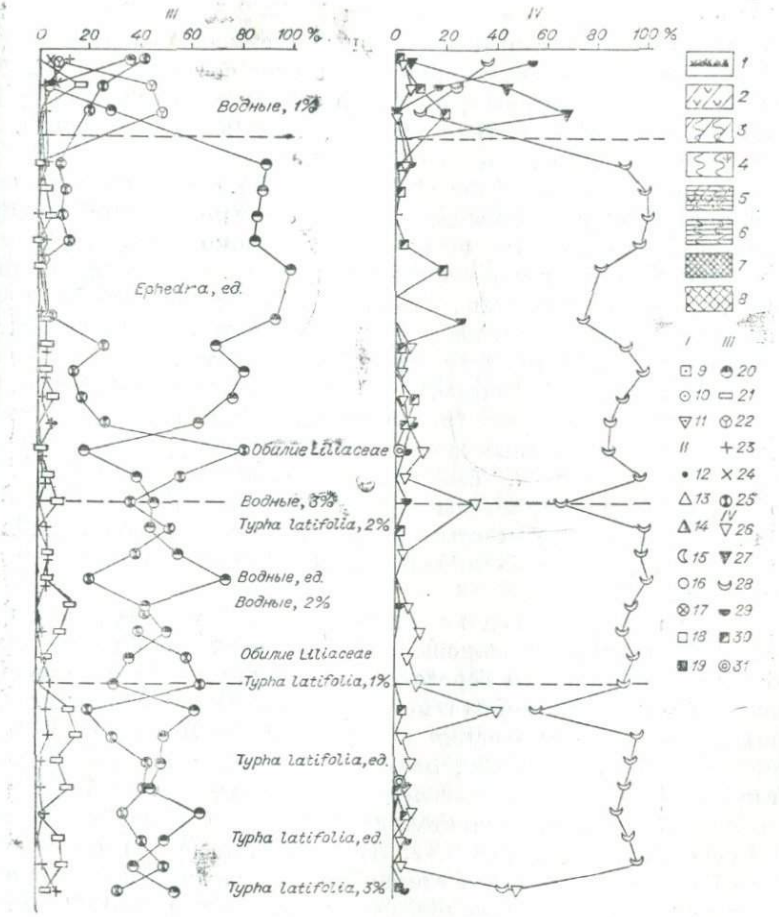


Рис. 8. Пыльцевая диаграмма разреза первой террасы р. Черемшанки

1 — растительный покров; торф: *2* — осоково-вейниковый; *3* — тростниково-осоленный; *6* — тростниковый, заиленный; *7* — гиттия; *8* — гиттия глинистая. *I* — ников; *11* — споры. *II* — пыльца древесных пород: *12* — кедрового стланника; *13* — ма пыльцы широколиственных пород. *III* — пыльца трав и кустарников: *30* — злацы разнотравья. *IV* — споры: *26* — зеленых мхов; *27* — сфагновых мхов; *28* —

сложен вейниково-осоковым, осоково-тростниковым и тростниковым торфом темно-коричневого, темно-бурого и черно-коричневого цвета, с прослойками серого ила и заиленного торфа. В основании разреза находится серая с оливковым оттенком глинистая гиттия видимой мощностью до 80 см, с прослойками заиленного тростникового торфа, с крупными растительными остатками хвоща, рогоза, с корой ольхи.



(юго-запад Сахалина). Составили Р. В. Федорова и В. В. Никольская.

ковый; *4* — тростниковый с травами; *5* — тростниково-осоково-вейниковый, заи-общий состав пыльцы: *9* — пыльца древесных пород; *10* — пыльца трав и кустарели; *14* — пихты; *15* — лиственницы; *16* — березы; *17* — ивы; *18* — ольхи; *19* — сумков; *21* — осок; *22* — вересковых; *23* — полыней; *24* — маревых; *25*—сумма пыльпапоротников; *29* — осмунды; *30* — плаунов; *31* — Equisetaceae.

Р. В. Федорова (Институт географии АН СССР) провела палинологический анализ 31 образца, отобранного на этом же участке от поверхности почвы до глубины 3,2 м с интервалом, как правило, в 10 см. На основании полученных спорово-пыльцевых спектров она выделяет четыре фазы развития растительности, которые рассматривает как подразделения голоцена (рис. 8).

Первая фаза (интервал 3,2—2,5 м). Отлагается глинистая гиттия с прослойками *заиленного тростникового* торфа. Пыльца широколиственных пород составляет до 28% суммы пыльцы древесных, причем в основном это пыльца дуба *монгольского*. Среди трав преобладают злаки. Отмечается обилие папоротников и зеленых мхов.

Вторая фаза (интервал 2,5—1,7 м). Отлагается заиленный торф с прослойками серого ила. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, в это время были широко распространены темнохвойные и широколиственные леса, в конце фазы появляются лиственничники. Пыльца дуба составляет 7—16%, сравнительно много пыльцы ореха. Временами увеличивается содержание пыльцы березы. Среди трав обилие злаков и гидрофильных ростений, широко распространены папоротники.

Третья фаза (интервал 1,7—0,4 м). Образуется тростниковый и осоково-тростниковый торф. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, были распространены пихтовые леса с примесью ели, березы и широколиственных пород, с богато развитым травянистым покровом. Среди трав преобладают злаки, иногда — лилейные. Наблюдается обилие папоротников.

Четвертая фаза (интервал 0,4 — поверхность). Образуется вейниково-осоковый сильно разложившийся торф. Были распространены березово-темнохвойные леса с примесью широколиственных пород и почти полным исчезновением последних в эпоху формирования поверхностного горизонта. Злаки имеют меньшее значение, появляются вересковые кустарнички и происходит широкое расселение сфагновых мхов и осмунды.

Р. В. Федорова сопоставляет эти фазы с тремя фазами голоцена, установленными Н. И. Пьявченко (1954) для Северного Сахалина. Первая и вторая фазы исследованного разреза соответствуют, по ее мнению, первой фазе Северного Сахалина с теплым и влажным климатом, а третья и четвертая фазы сопоставляются со второй и третьей фазами. Для них характерно изменение климата в сторону похолодания.

Детальное изучение четвертичных (в том числе и голоценовых) отложений было проведено в последние годы в Южном Приморье. Л. П. Караулова и Е. М. Назаренко (Приморское геологическое управление) исследовали опорный разрез скважины 3-Ю в Ханкайской депрессии и ряд разрезов скважин, пробуренных в прибрежной зоне Приморья (в бухтах Золотой Рог, Патрокл, в устьях рек Аввакумовка, Судзухе, Сучан, Сидеми и др.). По данным Л. П. Карауловой, спорово-пыльцевые комплексы, полученные из этих отложений, однотипны для всего побережья Южного Приморья и свидетельствуют о постепенном изменении растительных ассоциаций (и следовательно,

климатических условий) снизу вверх по разрезу голоцена в следующей последовательности: от преобладания мелколиственных лесов (нижний голоцен) к широкому распространению дуба монгольского с другими широколиственными породами (средний голоцен) и, наконец, к господству кедра корейского (верхний голоцен).

Первая и вторая фазы черемшанского разреза могут быть, очевидно, сопоставлены с фазой среднего голоцена (климатического оптимума) Южного Приморья, поскольку спорово-пыльцевые комплексы и в том, и в другом случае указывают на широкое распространение дуба монгольского и других широколиственных пород. Отложения нижнего голоцена, для которых характерно присутствие пыльцы главным образом мелколиственных древесных пород (свидетельствующих о довольно прохладном климате конца плейстоцена — начала голоцена), залегают в черемшанском разрезе, по-видимому, на глубине свыше 3,2 м. Об этом можно догадываться по увеличению содержания пыльцы березы, ольхи, трав и кустарников, зеленых мхов и уменьшению содержания пыльцы *Quercus mongolica* и других широколиственных. Третья и четвертая фазы разреза террасы р. Черемшанки могут быть, вероятно, сопоставлены с верхним голоценом Южного Приморья.

Возможна также предварительная корреляция с подразделениями голоцена Японских островов. По данным С. и Н. Фудзи (S. Fujii, N. Fuji, 1967), в Японии установлено (по палинологическим материалам) семь фаз климатических изменений. Первая стадия (холодного климата), включающая фазы *E*, *F*, *G*, имела место 11—12 тыс. лет назад и, как указывалось выше, не находит аналога в черемшанском разрезе. Следующие две стадии (фазы *D* и *C*) включают потепление климата и послеледниковый климатический оптимум (интервал 10—4 тыс. лет назад). С ними согласуются первая и вторая фазы разреза черемшанской террасы. Наконец, стадия похолодания (фаза *B*) и современная климатическая стадия (фаза *A*) могут быть, по-видимому, сопоставлены с третьей и четвертой фазами разреза черемшанского торфяника. Аналогичная картина развития растительности и изменения климата Японии в голоцене дается в последней крупной работе японских геологов («The geologic development...», 1965).

Японские исследователи считают, что в эпоху климатического оптимума голоцена (в среднем голоцене) имела место трансгрессия моря, получившая название трансгрессии Джомон (Jomon), или Юракуте (Jurakucho). Ее следом на побережьях является голоценовая морская терраса (высотой от нескольких метров до нескольких десятков метров), сформировавшаяся, как полагают, при последующей регрессии

моря (на несколько метров ниже современного его уровня). Судя по данным радиоуглеродных датировок раковин и кораллов из отложений этой террасы, джомонская трансгрессия достигла максимума около 5—6 тыс. лет назад (S. Fujii, N. Fuji, 1967; «The geologic development...», 1965 и др.). На побережье Южного Приморья следами послеледниковой трансгрессии считают низкие (1—3 м) прибрежные равнины и лагунные отложения с фауной моллюсков, залегающие в основании пойменных террас крупных рек.

Принципиальное сходство в строении разрезов голоцена Южного Приморья, Южного Сахалина и Японии позволяет предполагать, что низкая терраса Сахалина и прибрежные равнины Южного Приморья сформировались в фазу джомонской трансгрессии моря и имеют, следовательно, среднеголоценовый возраст. Более молодой по сравнению с надпойменной террасой р. Черемшанки и низкой морской террасой побережья возраст торфяника объясняется, как было отмечено выше, образованием его в старице уже после возникновения террасовой ступени.

Из разрезов более высоких уровней западного побережья Сахалина образцы на палинологический и диатомовый анализы были отобраны в 12 пунктах. Местоположение их и колонки обнажений приведены на рис. 7. Наиболее богатые спорово-пыльцевые спектры получены для разрезов в точках 136, 155 и 160 (рис. 9). При стратиграфической интерпретации спорово-пыльцевых диаграмм использовались материалы палинологического изучения четвертичных отложений Сахалина (Беспалый, Зданская, Соловьев, 1967; Александрова, Белецкая, 1965; Александрова, Морозова, Соколова, 1966; Александрова, 1968), разрезов опорных скважин в Хабаровском крае (Морозова, Вихлянцев, 1965) и Южном Приморье (Караулова, Назаренко, 1968), а также данные японских исследователей («The geologic development ...», 1965; S. Fujii, N. Fuji, 1967 и др.).

Палинологический анализ проб выполнен Е. М. Назаренко (Приморское геологическое управление).

В точке 136 (см. рис. 9, *а*) обнажаются аллювиальные (дельтовые) отложения, представленные слоистыми песчано-глинистыми осадками с включениями дресвы, гравия и гальки, с прослоями и линзами иловатых глин и алевритов. Из последних в интервале глубин 2,5—6,2 м получено 10 полных спорово-пыльцевых проб, позволяющих составить представление об изменении растительности в эпоху формирования отложений. Спорово-пыльцевые спектры из нижних горизонтов разреза свидетельствуют о преобладании темнохвойной тайги с участками ольхово-березовых лесов. Значительное участие

Индекс
Глубина, м
Литологическая колонка
Q2
1
2
3
4
5
6
7
Общий состав
Pinus pumila Rgl
Alnaster
Betula кустарниковая
Betula exilis Suk.
Betula ermanii Cham.
Larix
Abies
Pinus Species
Picea
Pinus s/g Haploxylon
Pinus s/g Diploxylon
Pinus koraiensis S.et Z
Alnus
Betula species
Betula tauschii
Corylus
Ulmus
Tilia
Juglans
Quercus
Carpinus
Tsuga canadensis
Fagus
Pinus подсолнечный
Carya
Ericaceae
Cyperaceae
Saxifragaceae
Sphagnum
Polypodiaceae
Lycopodium alpinum L.
Lycopodium clavatum L.
Lycopodium complanatum L.

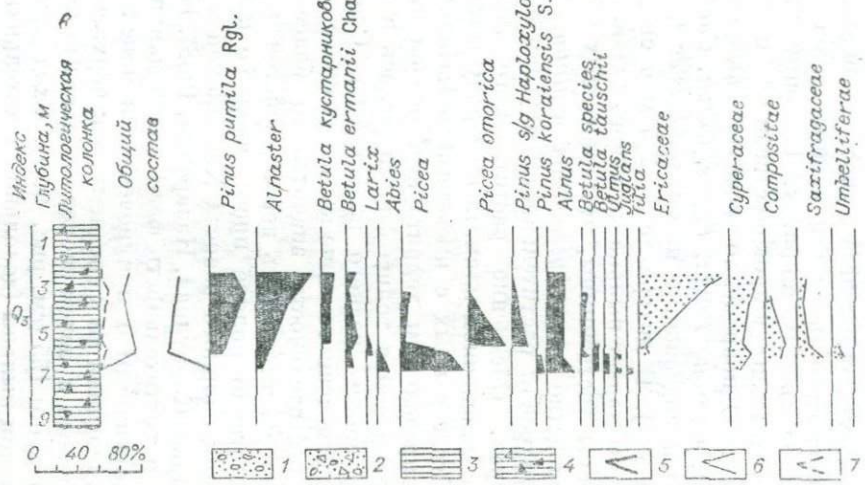
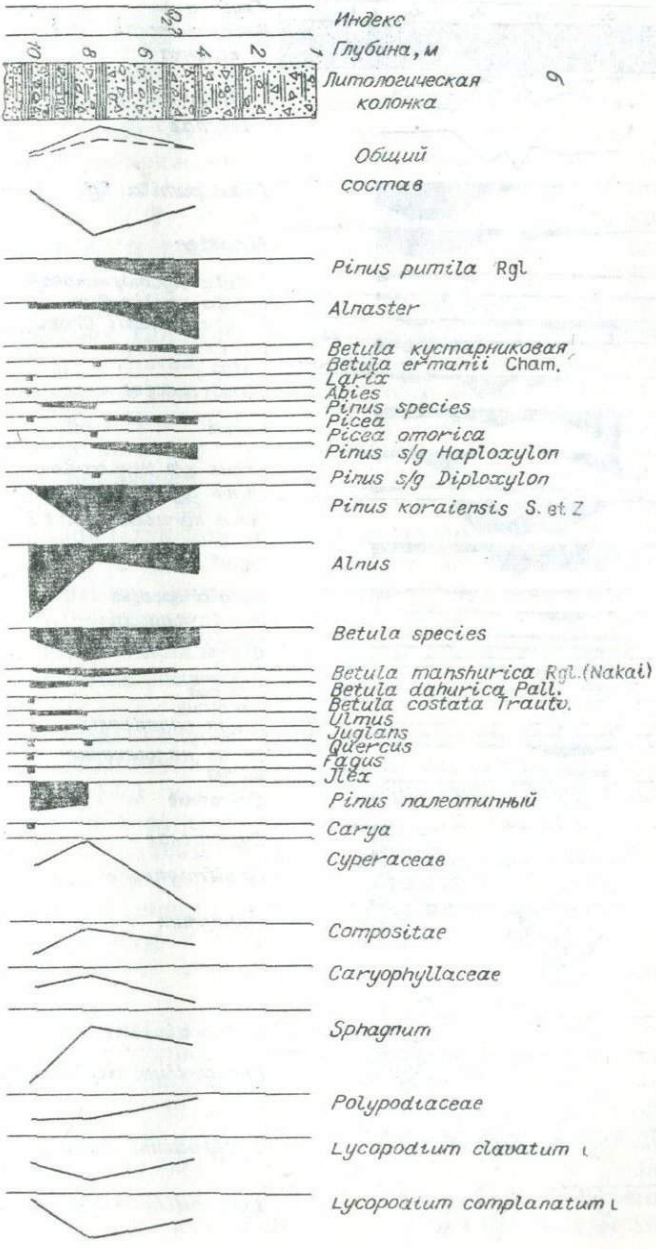


Рис. 9. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов террас западного побережья Южного Сахалина. Составили Е. М. Назаренко и А. П. Кулаков.

а — обнажение 136; *б* — обнажение 155; *в* — обнажение 160; *1* — песчано-галечниковые отложения; *2* — глинистые пески, супеси с гравием, галькой и щебнем; *3* — иловатые суглинки и глины, алевриты; *4* — суглинки, супеси, песчанистые глины с гравием и щебнем; *5* — сумма пыльцы деревьев и кустарников; *6* — сумма пыльцы трав и кустарничков; *7* — сумма спор.


Индекс
Глубина, м
Литологическая колонка
Общий состав
Pinus pumila Rgl
Alnaster
Betula кустарниковая
Betula ermanii Cham.
Larix
Abies
Pinus species
Picea
Picea omorica
Pinus s/g Haploxylon
Pinus s/g Diploxylon
Pinus koraiensis S. et Z
Alnus
Betula species
Betula manshurica Rgl.(Nakai)
Betula dahurica Pall.
Betula costata Trautv.
Ulmus
Juglans
Quercus
Fagus
Ilex
Pinus палеотипный
Carya
Cyperaceae
Compositae
Caryophyllaceae
Sphagnum
Polypodiaceae
Lycopodium clavatum
Lycopodium complanatum

в спектрах пыльцы кедра корейского (до 20%), а также широколиственных пород и единичных пыльцевых зерен тсуги и бука позволяет предполагать существование умеренно теплого климата. Растительность того времени была сходна в целом с современной растительностью о. Хоккайдо. Вышележащие осадки (интервал 5,3—4,1 м) накапливались, очевидно, в условиях более теплого климата, так как в растительном покрове уже господствуют смешанные леса с участием видов, чуждых современной флоре этого района и распространенных в настоящее время в более южных широтах. К концу этого интервала содержание пыльцы широколиственных пород в спектрах уменьшается. Одновременно исчезает пыльца палеотипных видов сосен, а также *Tsuga*, *Fagus*, *Carya*, *Carpinus*, *Corylus* и увеличивается содержание пыльцы *Alnaster* (до 12%) и *Pinus pumila* (до 7%). В интервале 4—2,5 м в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца кедрового стланика, ольховника, много пыльцы лиственницы, кустарниковых берез, ели. Отмечается господство спор *Lycopodium alpinum* (элемента гольцовой и тундровой растительности) и увеличение содержания пыльцы трав. Обеднение растительного покрова связано, очевидно, с изменением климата в сторону похолодания. Сопоставление этих данных с имеющимися материалами по Сахалину и сопредельным территориям позволяет предполагать, что рассматриваемая толща формировалась в различные климатические эпохи среднего плейстоцена. Спорово-пыльцевые комплексы отмеченного выше климатического оптимума характеризуют растительность значительно более теплолюбивого облика, чем растительность верхнеплейстоценового межледниковья, достаточно полное представление о которой получено при изучении опорного разреза Ханкайской депрессии в Южном Приморье (Караулова, Назаренко, 1968). Несколько более «теплая» и растительность фазы похолодания, что соответствует представлениям о приуроченности максимума плейстоценового похолодания не к среднему, а к верхнему плейстоцену.

Аналогичные в целом спорово-пыльцевые комплексы характерны для точки 155 (см. рис. 9, *б*). Сходна также и степень минерализации пыльцы (довольно значительная в том и другом случае). Нижняя часть разреза накапливалась в условиях теплого климата, а верхняя — холодного. Опираясь на эти данные, можно говорить об одновозрастности отложений данного разреза и описанного выше. Рассматриваемый уровень (высота его около 50—60 м) затягивается здесь вверх по долине р. Новоселовки и является наиболее высокой (четвертой или пятой) надпойменной террасой реки.

Иной облик имеют спорово-пыльцевые комплексы обнажения 160 (см. рис. 9, *в*). В отличие от упомянутых выше они,

во-первых, характеризуются незначительной степенью минерализации пыльцы, во-вторых, свидетельствуют о существовании растительности и климата, подобных современным. Верхняя часть разреза накапливалась в условиях более сурового климата, чем нижние горизонты.

Предполагается, что отложения имеют верхнечетвертичный возраст.

Спорово-пыльцевые спектры предположительно верхнечетвертичного возраста описаны также для обнажений 5, 38, 193, 225, 335. В точке 38 прибрежный уровень имеет около 80 м над ур. м. при высоте коренного цоколя 14—16 м и мощности толщи аллювиальных отложений 60—70 м. Спорово-пыльцевые спектры получены из иловатых глин и алевритов, залегающих на цоколе. В прослое лигнита из этих осадков Л. И. Турбину и Н. В. Александровой удалось обнаружить представителя пресноводных остракод из рода *Stenocypria* вид *Stenocypria* sp. n. По их данным, этот вид распространен в Юго-Западном Тянь-Шане, где появляется в ископаемом состоянии с позднего плейстоцена и приурочен обычно к «теплым» межледниковым озерно-болотным осадкам нижних частей разрезов седиментационных ритмов.

Интересные результаты получены также при изучении диатомовых водорослей, обнаруженных в осадках прибрежных террас (анализ выполнен Е. И. Царько, Приморское геологическое управление). Поскольку в разрезах преобладают континентальные (преимущественно аллювиальные) отложения, диатомовые водоросли представлены главным образом пресноводными формами, среди которых, однако, встречаются также солоноватоводные и морские формы.

Так, в пробах из обнажения 5 (терраса высотой 20—25 м южнее г. Холмска) в верхней части разреза (на глубине 4,25—8,3 м) встречены единичные экземпляры морских форм — *Melosira polaris* Grun., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs. Здесь же (в пробе с глубины 8,3 м) найдены два типично пресноводных вида—*Pinnularia boreales* Ehr. и *P. lata* (Breb.) W. Sm. В нижней части разреза (в пробах с глубины 8,6 — 9,05 м) обнаружена обильная флора пресноводных диатомей (26 видов), в которой доминируют виды из рода *Pinnularia*.

В пробах из обнажения 155 (терраса высотой 50 м в устье р. Новоселовки) присутствует бедный комплекс диатомовой флоры смешанного экологического состава. По всему разрезу встречаются как пресноводные формы (*Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia boreales* Ehr., *P. lata* (Breb.) W. Sm.), так и морские (*Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, *Coscinodiscus marginatus* Ehr.). Аналогичный смешанный комплекс диатомей характерен

также для обнажения 136 (терраса высотой около 50 м в районе пос. Сергеевка). Здесь преобладают в целом пресноводные формы (*Meridion circulare* (Greg.) Ag., *Eunotia praerupta* Ehr., E. *praerupta* var. *bidens* (W. Sm.) Grun., *E. valida* Hust., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Pinnularia boreales* Ehr., P. *viridis (Nitzsch)* Ehr., P. *lata* (Breb.) W. Sm., *Hantzschia amphioxys* (E. Gr.)), среди которых встречаются солоноватоводные и морские виды (*Cocconeis scutellum* Ehr. *Diploneis Smithii* (Breb.) Cl., *Coscinodiscus marginatus* Ehr. и др.)

Совместное нахождение пресноводных и морских диатомей в отложениях террас западного побережья Сахалина указывает, очевидно, на то, что эти осадки накапливались в пределах прибрежной аллювиально-морской равнины у подножия Южно-Камышового хребта, в непосредственной близости от берега моря.

Формирование довольно мощного чехла континентальных отложений на уровнях чисто морского происхождения нельзя связывать только лишь с эпохами оледенений территории Так, в Японии грубообломочные аллювиальные отложения принимают участие в строении террас различной высоты и возраста, а аллювиальные конусы выноса (наземные дельты) образуются на низких прибрежных равнинах вплоть до настоящего времени (Треварта, 1949; «The geologic development...», 1965). Аналогичная картина наблюдается на Камчатке, где, например, в Центральной Камчатской депрессии чрезвычайно широко распространены наземные дельты, образующие комплекс разновозрастных равнин, сложенных различными по генезису осадками — аллювиальными, вулканогенно-пролювиальными, флювиогляциальными (Брайцева, Мелекесцев и др., 1968).

Широко распространены предгорные аллювиально-пролювиальные шлейфы в пределах континента, где они имеют большую мощность и длительную историю развития. Таков, например, упоминавшийся выше предгорный шлейф у подножия хребта Прибрежного по северному борту Удской губы (в настоящее время подрезанный береговой линией моря) и аналогичные формы во внутренних районах материка. Наземные дельты довольно часто встречаются и в долине Нижнего Амура, куда стекающие с гор притоки выносят большое количество обломочного материала.

Во всех этих случаях формирование подобных грубообломочных толщ обеспечивается существованием контрастной системы впадина — горный хребет и практически не зависит (или мало зависит) от изменения климатических условий территории. Муссонный климат южной части Дальнего Востока (в том числе и Сахалина), сохранявшийся здесь, очевидно, в течение всего четвертичного времени, благоприятствует обра-

зованию наземных дельт, поскольку неоднократные паводки на реках в сезон муссонных дождей резко повышают транспортирующую способность водотоков и приводят к накоплению больших объемов обломочного материала в устьях последних.

Проведенные исследования позволяют предполагать, что прибрежные уровни западного побережья Южного Сахалина, в формировании которых значительную роль играла деятельность моря, во многих случаях имеют доверхнеплейстоценовый возраст. Необходимо учитывать, кроме того, что аналитические определения проведены лишь для разрезов прибрежных террас, высота которых не превышает 50—60 м, и характеризуют в основном покровные отложения континентального происхождения, а залегающие под их чехлом поверхности морского генезиса являются, следовательно, более древними. Самые высокие ступени (до 120 м и более над ур. м.) обычно с маломощным чехлом из грубообломочных прибрежно-морских и аллювиальных отложений остаются практически не изученными и возраст их, несомненно, еще более древний. Геоморфологическая позиция этих уровней и некоторые особенности залегающих на них отложений (выветрелость обломочного материала, степень цементации осадков и т. д.) отличают их от более молодых террас.

Спектр прибрежных террас западного побережья имеет сложное строение (см. рис. 7), что объясняется, как справедливо считают многие исследователи (Соловьев, 1964; Беспалый, 1964б, и др.), дифференцированными тектоническими движениями в пределах западного склона Южно-Камышового хребта. Преимущественно грубообломочный состав отложений рассматриваемых террас, отсутствие в них морской фауны и общая бедность разрезов палеонтологическим материалом не позволяют провести в настоящий момент достаточно надежную датировку разновысотных уровней и осуществить их корреляцию. Все это — задача будущих исследований.

По западному побережью залива Анива (на участке от мыса Крильон до г. Анива) В. В. Соловьев (1964) описывает серию морских террас верхнечетвертичного и голоценового возраста высотой от 0—2 до 15—18 м (реже до 30 м). Возможно, некоторые из этих уровней имеют иное происхождение, т. е. являются псевдотеррасами.

По северной окраине залива Анива (побережье бухты Лососей и в районе г. Корсакова) высокие террасовые уровни отсутствуют и наблюдаются лишь лайда и низкая (2—3 м) голоценовая терраса. Последние образуют обширную аккумулятивную морскую равнину по южной окраине Сусунайской депрессии. Более древние отложения морского генезиса залегают в депрессии ниже уровня моря, образуя вместе с отложе-

ниями континентального ряда (главным образом аллювиальными осадками) толщу четвертичных отложений мощностью до 120—150 м (по данным буровых работ).

По восточному побережью залива Анива хорошо известны морские террасы в районе оз. Буссе. Ю. Н. Тарасевич, С. М. Сапрыгин, Д. Ф. Семенов и др. описывают на восточном берегу озера уровень высотой 8—15 м, аккумулятивный покров которого сложен хорошо промытыми, окатанными и отсортированными слоистыми песчано-гравийно-галечниковыми отложениями мощностью в несколько метров. В этих прибрежно-морских осадках обнаружена фауна моллюсков: *Ostrea* ex. gr. *gigas* Thunberg., *Pecten (Patinopecten)* cf. *yessoensis* Jay (определения В. О. Савицкого и Т. К. Федоровой). Кроме того, в этих осадках встречены морские диатомовые водоросли (определение В. П. Олейник). Аналогичная фауна (гастроподы и *Pecten (Patinopecten)* cf. *yessoensis* Jay) найдена в отложениях того же уровня и береговом обрыве озера в районе устья р. Сусловки.

Терраса высотой около 8 м хорошо прослеживается и по южному берегу оз. Буссе. Здесь у с. Анфельцева в береговом обрыве обнажаются прибрежно-морские гравийно-галечниковые отложения видимой мощностью около 6 м. По северному побережью озера морских террас нет, а обнаруженные пологонаклонные разновысотные равнины представляют собой, очевидно, субаэральные формы (судя по морфологии уровней, наличию кор выветривания, аллювиально-пролювиальных и склоновых отложений на их поверхности).

Далее к югу, на участке оз. Буссе — мыс Анива, В. В. Соловьев (1964), так же как и другие исследователи, описывает морские террасы верхнечетвертичного и голоценового возраста. По данным В. Т. Шейко, А. И. Донца и Н.В. Галушко, здесь отмечаются террасы высотой от 10—12 до 25—60 м (раннего и поздневерхнечетвертичного возраста) — в районе с. Новикова, на междуречье Стрелки и Славянки, в районе Сапунгоры, на мысе Слюда и в других местах. Доказательства морского генезиса этих уровней не приводятся.

Геоморфологические наблюдения, проведенные автором в районе с. Новикова, не подтверждают мнения о существовании здесь высокой морской террасы. В береговых обрывах у южной окраины с. Новикова обнажается толща суглинков желтосерого и бурого цвета со щебнем и дресвой коренных пород. Эти типично склоновые отложения слагают предгорный шлейф, перекрывающий обширную поверхность пологого склона возвышенностей, окаймляющих Новиковскую депрессию. В долине реки они фациально замещаются аллювиальными отложениями. Широко распространена на этом участке лишь низ-

кая (1—1,5 м) морская терраса, сложенная илами и водорослевыми торфяниками, в глубь суши она переходит в аллювиально-морскую равнину и постепенно повышается до 2—3 м. Не исключено, что и другие высокие террасы восточного побережья залива Анива формировались в субаэральных условиях.

Очень интересно в этом отношении геоморфологическое строение восточного побережья Тонино-Анивского полуострова.

По данным В. В. Соловьева (1964) и многих других исследователей, проводивших здесь работы до и после него, вдоль Охотского побережья полуострова простирается почти непрерывной полосой цокольная морская терраса высотой до 20—40 м. Однако Ю. Н. Тарасевич, С. М. Сапрыгин, К. А. Мосиондз, В. В. Слодкевич и Л. В. Никитин выдвигают совершенно справедливые, по мнению автора, возражения против морского происхождения этого уровня. Они считают, что отложения аккумулятивного чехла (образованные переслаиванием песчано-глинистого материала, глин, суглинков с гравием и дресвой, гравийников, галечников и дресвы со щебнем), для которых характерен в целом плохо окатанный и плохо отсортированный материал при незначительном количестве прослоев хорошо окатанной гальки и гравия, являются, скорее всего, не морскими, а континентальными образованиями. Глинистая часть разреза, по данным тех же исследователей, имеет довольно пестрый состав—преобладают нонтронит и бейделлит (что связано с разрушением основных и ультраосновных пород), в редких случаях присутствуют монтмориллонитовые глины. Окатанность крупной фракции плохая, угловатые и полуугловатые зерна составляют около 80% обломков.

На наклонной поверхности рассматриваемого уровня есть неровности (конусы выноса и останцы скальных пород высотой 2—3 м), а цоколь его неровный, изрезанный. Встречающиеся местами в основании и в средней части разреза осадочного чехла хорошо отсортированные песчано-галечниковые отложения, по мнению названных исследователей, скорее всего, аллювиально-озерные, тем более что во многих точках они образуют прослои внутри заведомо континентальных отложений. Предполагается, что ранее этот уровень имел гораздо большие размеры (в море на расстоянии 500—600 м от берега отмечены скалистые останцы-кекуры), но был сильно разрушен в процессе абразии.

Изложенные данные достаточно убедительно доказывают субаэральный генезис «террасы» Охотского побережья и лишний раз подтверждают необходимость тщательного изучения геоморфологического строения прибрежных уровней, в первую

очередь слагающих их отложений, в целях установления происхождения последних.

Вместе с тем на мысе Свободном (Охотское побережье) те же исследователи описывают цокольную 10—15-метровую террасу, мощность аккумулятивного слоя которой 2,5—3,4 м. В нижней части разреза залегают хорошо окатанные и отсортированные галечники и пески (мощностью около 1 м), слагающие линзу длиной около 150 м и перекрытые гравийно-щебнистыми отложениями. Восточное побережье Сусунайского хребта, исследованное автором во время полевых работ 1967—1969 гг., имеет такое же геоморфологическое строение, как Охотское побережье Тонино-Анивского полуострова. На участке от пос. Лесного на юге до с. Стародубского на севере вдоль берега моря почти непрерывной полосой протягивается террасовидный уровень, высота которого у бровки изменяется от 8—10 до 20—30 м и более. Поверхность его наклонена в сторону моря (от 2—3° до 8—15°) и довольно плавно сливается с подножием горных массивов Сусунайского хребта. Строение рассматриваемой ступени хорошо видно в многочисленных обнажениях по берегу моря.

Изучение разрезов приводит к выводу о полигенетической природе и континентальном происхождении этого морфологически единого уровня. В береговых обрывах обнажаются в большинстве случаев типично склоновые отложения (суглинки и глины со щебнем, дресвой и плохо окатанной галькой), залегающие обычно на цоколе из коренных, иногда сильно выветрелых пород. Местами склоновые отложения фациально замещаются по простиранию или переслаиваются в разрезе с аллювиальными отложениями низкопорядковых водотоков с характерной для них плохой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. В приустьевых частях долин крупных рек степень сортировки и окатанности кластического материала заметно повышается. Часто прибрежные уровни представлены выработанными в скальных породах выположенными склонами (педиментами) горных возвышенностей побережья, подрезанными современной береговой линией. Но вместе с тем у южной окраины пос. Лесного наблюдается несколько иной разрез. Прибрежный уровень имеет здесь высоту 10—12 м над ур. м. и слабонаклонную поверхность. В береговом обрыве на цоколе, сложенном метаморфическими сланцами (поднимается на 3,5 м над ур. м.), залегают горизонтально-слоистые гравийно-галечниковые отложения (мощностью около 2,4 м), для которых характерна высокая степень окатанности гравия и гальки и хорошая сортировка осадков. Они перекрываются дресвяно-гравелистыми глинистыми отложениями с включениями слабо окатанной гальки и мелкого

щебня, выше по разрезу сменяемыми суглинисто-щебенчатыми отложениями (общая мощность покровной толщи около 5 м). Гравийно-галечниковые отложения, залегающие на цоколе, по внешнему облику близки к прибрежно-морским осадкам, встречающимся в разрезах морских террас других районов острова. Не исключено, однако, что эти отложения представляют собой аллювий р. Очепухи (впадающей в море у пос. Лесного), устье которой в более ранние этапы четвертичного времени располагалось, по-видимому, значительно восточнее современного.

Сходный разрез описан в 4 км севернее мыса Лесного, где расчисткой оползневого склона на высоте около 6 м над ур. м. вскрыты рыхлые галечники (состоящие из мелкой хорошо окатанной гальки) с песчаным слабоглинистым заполнителем (мощностью 1,5—2 м). Они прикрыты гравийно-галечниковыми отложениями со щебнем, дресвой, прослоями суглинков и глин (причем отмечается увеличение количества щебнисто-дресвяного материала вверх по разрезу), а в кровле залегает суглинок с включениями щебня и дресвы (общая мощность покровных отложений около 5—6 м).

Генезис галечников нижней части разреза также неясен.

Автор не исключает возможности как аллювиального, так и прибрежно-морского генезиса рассматриваемых отложений. Вполне вероятно, что эти осадки, так же как и галечники мыса Свободного и других пунктов Охотского побережья Тонино-Анивского полуострова (упомянутых выше),— следы доголоценовой морской трансгрессии, сохранившиеся в силу многих причин лишь в редких точках современного побережья. Если это предположение справедливо, то можно говорить о морской террасе (высотой от 4—6 до 10 м) на этом участке. Если же принять аллювиальный генезис осадков, то следует признать отсутствие здесь других морских террас, кроме современных аккумулятивных и абразионных форм (высотой не более 3—5 м над ур. м.). И в том, и в другом случае выявляется несостоятельность прежних представлений о существовании вдоль побережья Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов серии разновысотных морских террас.

Устанавливается, таким образом, резкое различие в строении этого участка восточного побережья Южного Сахалина и западного побережья острова. Причины этого явления будут рассмотрены ниже.

Далее к северу от с. Стародубского по северной окраине Сусунайской депрессии (так же, как и по южной ее окраине) распространена обширная аллювиально-морская равнина высотой 3—5 м над ур. м. В прибрежной ее части песчаные осадки,

слагающие равнину, интенсивно перевеваются, образуя серии дюн высотой до 5—8 м.

Высокие морские террасы появляются севернее Сусунайской депрессии, по восточному склону Южно-Камышового хребта. Южнее пос. Взморье они выражены неотчетливо — местами наблюдаются абразионные (?) горизонтальные площадки, срезающие породы миоцена на высоте около 30—50 м над ур. м. и, за исключением редких галек, не несущие каких-либо рыхлых отложений. Морской генезис более низких уровней пока не доказан.

Довольно четко морские террасы выделяются к северу от пос. Взморье. Так, в районе г. Пугачева Н. С. Моргунов, Д. Я. Барков и Р. Р. Атласов описывают уровни высотой 60—80 м, в кровле которых залегают пески и галечники (мощностью 2—3,5 м). Галька в этих отложениях хорошо окатана. Ниже располагается терраса высотой 4—8 м и пляж.

В районе г. Макарова отмечены (по данным Г. В. Полунина, Ю. М. Есипова и др.) три морские абразионно-аккумулятивные террасы на высотах 10—15, 50—80 и 100—120 м. Эти уровни сильно расчленены, сохранились отдельными обрывками вдоль берега моря и почти не имеют осадков на своей поверхности.

Далее к северу (до г. Поронайска) В. П. Мытарев, Л. П. Ботылева, И. В. Корытова и др. описывают морские террасы высотой 40—60, 20—40, 2—4 м и пляж, а также аллювиально-морские формы (высотой до 3—10 м) в Поронайской низменности и в устьях крупных рек.

Работами автора установлено наличие морских террас вдоль современного побережья в районе устья р. Литейной (к северу от пос. Лермонтово) и на междуречье Нитуя и Горянки. Это абразионно-аккумулятивные уровни высотой 20—25 и 10—12 м, аккумулятивный покров которых образован хорошо промытыми и отсортированными песками с гравием и галькой мощностью в несколько метров. На других участках побережья к морю подходят обширные аллювиальные (дельтовые?) равнины, сложенные типичными аллювиальными отложениями многочисленных рек, впадающих в море.

Морские четвертичные отложения и террасы района Тымь-Поронайской депрессии и Охотского побережья Восточно-Сахалинских гор детально изучены В. Г. Беспалым (1964а).

По южной окраине Тымь-Поронайской депрессии (северное побережье залива Терпения) В. Г. Беспалый описывает морские и аллювиально-морские отложения нижнего—верхнего голоцена, слагающие низкие (5—7 м) аккумулятивные террасы и равнины, береговые валы, пляж и дельту р. Поронай. В этих отложениях, по его данным, часто встречаются раковины мор-

ских моллюсков, ныне живущих у берегов Сахалина, а также остатки скелетов крупных морских млекопитающих. Максимальная мощность нижне-среднеголоценовых морских осадков, установленная при бурении в г. Поронайске, достигает 18 м (Беспалый, 1964а). Более древние (средне- и верхнечетвертичные) прибрежно-морские и лагунные отложения вскрыты скважинами в этом районе на глубине до 62 м (Александрова, Белецкая, 1965). Средне- и верхнечетвертичные осадки слагают, по данным этих исследователей, 25-метровую морскую террасу западнее пос. Владимирово (северо-восточное побережье залива Терпения). В них обнаружен богатый комплекс морских и солоноватоводных диатомовых водорослей.

На Охотском побережье Восточно-Сахалинских гор В. Г. Беспалый (1964а) описывает морские террасы времени первого и второго верхнечетвертичных межледниковий высотой 25—40 и 10—15 м над ур. м. Морские осадки в них представлены обычно хорошо отсортированными песками (с прослоями гравия и гальки), залегающими на базальных галечниках, перекрытых лагунными глинами.

Прослеживая террасовые уровни с юга на север, В. Г. Беспалый устанавливает их деформации, вызванные дифференцированными тектоническими движениями структур побережья. Морские отложения террас перекрыты, по данным В. Г. Беспалого, флювиогляциальными отложениями времени первого и второго верхнечетвертичных оледенений, мощность которых достигает местами 25 м. Наиболее полные разрезы их приурочены к побережью Охотского моря.

Судя по карте, блок-диаграмме и колонкам основных разрезов террас, на восточном побережье распространена преимущественно одна терраса, сформированная, по мнению В. Г. Беспалого (1964а), в эпоху первого верхнечетвертичного межледниковья, а более молодая (поздневерхнечетвертичная) и более низкая (10—15 м) терраса обнаружена лишь в Лунской депрессии (северный участок побережья) и на п-ове Терпения в районе перешейка.

Ранneверхнечетвертичная $(Q)^{1}_{3}$ терраса прослеживается сплошной полосой вдоль побережья к северу от устья р. Лангери. Здесь же в береговых обрывах почти повсеместно обнажаются морские осадки, перекрываемые значительно более мощными флювиогляциальными отложениями. В то же время к югу от р. Лангери эта терраса, судя по представленной карте, встречается лишь отдельными пятнами и морской генезис ее не всегда ясен.

Флювиогляциальные, по мнению В. Г. Беспалого, отложения, перекрывающие морские осадки, достигают местами мощности 15—25 м, следовательно, высота поверхности мор-

ского генезиса (кровли морских отложений) над уровнем моря будет значительно меньше абсолютной отметки всей прибрежной ступени в целом.

Возраст морских террас определяется на основании палинологического изучения их разрезов в нескольких точках. В. Г. Беспалый (1964а) отмечает, что для морских осадков характерны спорово-пыльцевые спектры, подтверждающие теплый и влажный климат межледниковых эпох.

Морскую террасу у пос. Владимировка (северо-восточное побережье залива Терпения) В. Г. Беспалый относит ко времени первого верхнечетвертичного межледниковья (Q_3^1). Однако А. Н. Александрова и С. В. Белецкая (1965), рассматривающие разрез этой террасы как опорный, считают (на основании детального палинологического изучения разреза), что слагающие его морские осадки формировались в лунский (первое межледниковье), анивский (первое ледниковье) и троицкий (второе межледниковье) этапы верхнечетвертичного времени. К лунскому этапу они относят также образование морских осадков террасы высотой 12—15 м в районе Лунского залива (северный участок Охотского побережья), в которых найден богатый комплекс морских диатомей, а спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о развитии темнохвойной тайги с примесью широколиственных пород.

По данным В. Г. Беспалого (1964), наиболее древняя (ранневерхнечетвертичная) терраса в районе Лунского залива имеет высоту 15—17 м, к ней с востока причленяется более молодая (поздневерхнечетвертичная) терраса высотой 10—12 м, встречающаяся лишь небольшими участками. Здесь же распространена низкая (5—6 м) голоценовая терраса, представленная серией причлененных друг к другу штормовых валов.

В. О. Савицкий, Б. Д. Мальцев, Н. Л. Новоселов и А. В. Самородов, производившие работы на участке между р. Венгери и Лунским заливом (в северной части территории, описываемой В. Г. Беспалым), отмечают, что четвертичные морские отложения имеют здесь ограниченное распространение. Они выходят на поверхность в основании береговых обрывов р. Чамгу и представлены хорошо окатанными разнозернистыми песками, галечниками, гравийниками, реже глинами, залегающими местами на размытых желтых песках нутовской свиты. Возраст отложений условно принимается нижне-среднечетвертичным. Они перекрыты аллювиально-пролювиальными грубообломочными (галечники с песком и валунами) отложениями, слагающими обширную аллювиально-пролювиальную равнину Прибрежной низменности, слабо наклоненную на восток-северо-восток. Указанные исследователи рассматривают эту равнину как комплекс предгорных шлейфов сложного проис-

хождения. Из морских отложений более молодого (верхнечетвертичного и современного) возраста они описывают лагунные осадки днищ реликтовых лагун (в большинстве случаев занятых массивами торфяников), отложения террас высотой до 5—6 м, береговых валов и пляжа.

Морские террасы более северных районов восточного побережья острова изучены слабо. А. В. Журавлев описывает, например, две морские террасы (высотой до 15 и 20—30 м) в районе залива Пильтун. Низкую террасу он считает современной и отмечает широкое распространение на ней дюнных песков. А. В. Журавлев не согласен с Д. И. Дамперовым и Б. Н. Елисеевым (1935), которые описывают в районе Чайвинского залива семь морских террас (высотой от 8 до 120 м). По его мнению, эти исследователи принимали за отложения террас делювиальные осадки и плохо отсортированные третичные отложения.

Морские террасы (высотой 15—30 и 6—11 м) описывают П. А. Леоненко, М. И. Усанова и Н. Д. Дредунов по берегам заливов Уркт, Эхаби и в северной части залива Пильтун. Происхождение высоких террас, как отмечают сами исследователи, недостаточно изучено, а возраст уровней принимается условно. Кроме того, по их данным, современные осадки морских террас сходны в целом с аллювиальными отложениями надпойменных речных террас — и в том и в другом случае преобладают кварцевые средне- и мелкозернистые пески, обычно без глинистых и пылеватых частиц, иногда с примесью (до 10%) гравия и гальки.

Для территории, прилегающей с севера и юга к заливу Пильтун, Г. С. Ведерников, А. Л. Освальдт, С. А. Попов и др. описывают ранне- и поздневерхнечетвертичные морские террасы высотой 15—20 и 5—8 м, а также береговые валы, косы и пляж более молодого возраста. На составленной этими авторами неотектонической схеме район залива Пильтун отнесен к области неотектонических погружений («Пильтунская зона», вытянутая в меридиональном направлении вдоль побережья), в пределах которой, однако, выделяются локальные участки, испытывавшие дифференцированные подвижки различного знака. Так, Тоссинский участок поднятия (соответствующий Тоссинской антиклинали) охватывает наиболее вызвышенную часть Пильтунской косы, где развита высокая цокольная морская терраса и отмечаются выходы на дневную поверхность плиоценовых отложений.

В рельефе п-ова Шмидта (крайний север Сахалина) хорошо выделяются Восточный и Западный хребты, причем последний рассматривается как северное продолжение Камышового хребта. По данным И. И. Ратновского, Г. С. Ведерникова, Е. А. За-

симовой и других исследователей, морские террасы здесь развиты по западному и северному побережью полуострова и отсутствуют в пределах Восточного хребта. Морской генезис наиболее высоких (160—180 и 100—110 м) шестой и седьмой террас (Г. С. Ведерников, Е. А. Засимова и др.) вызывает сомнение, поскольку они имеют неровную всхолмленную поверхность, наклоненную к морю и к середине Центральной низменности, четкий тыловой шов отсутствует, а отложения террас представлены пестрым по литологическому составу и плохо отсортированным материалом. Плохая сортировка отмечается этими исследователями также для отложений цокольной пятой террасы (высотой 60—65 м), распространенной на севере территории.

Возраст террас определяется предположительно в широком интервале — от нижнечетвертичного времени до голоцена включительно. Кроме самых низких (голоценовых) уровней, все остальные обычно цокольные, несущие покров рыхлых отложений мощностью от 0,5—3 до 12—15 м.

Западное побережье Северного Сахалина (Сахалинское побережье Амурского лимана) изучено слабо. Г. С. Ведерников, А. Л. Освальдт, С. А. Попов и др. описывают обширные озерно-аллювиальные и аллювиально-морские равнины средне- и верхнечетвертичного возраста высотой от 6—10 до 30 м над ур. м. В рельефе равнин хорошо прослеживаются слившиеся дельты рек. Морская терраса высотой 6—10 м ранневерхнечетвертичного возраста непрерывной полосой располагается вдоль берега моря к северу от р. Романовки (северная окраина побережья). В отложениях этой террасы на глубине 8,2—10,3 м (скважина 47 у с. Луполова) найдены морские моллюски (*Aloides amurensis* (Schrenck), много *Mya arenaria* Linne и *Macoma baltica* Linne), которые О. М. Петров считает верхне- и среднечетвертичными формами. В пробах с глубин 1,5—4,1 и 4,8—5,1 м Л. А. Струве обнаружила эстуарные формы диатомовых, сходные с комплексом диатомей Татарского пролива и Амурского лимана (где наряду с морскими в большом количестве встречаются солоноватоводные и единичные пресноводные формы). Кроме того, по данным тех же исследователей, на западном побережье распространены низкие (2—3 и 4—6 м) морские террасы (серии береговых валов) поздневерхнечетвертичного и голоценового возраста и современные формы. Согласно неотектонической схеме территории, составленной В. А. Михальцовым и А. Л. Освальдтом, вдоль побережья Татарского пролива и Амурского лимана располагается Западная прибрежная область неотектонических погружений с суммарной амплитудой погружения за четвертичный период от 200 до 800 м.

Аналогичные данные о строении Сахалинского побережья

Амурского лимана приводят С. Б. Бравина, Л. А. Кесслер и Л. Н. Самойлов, которые считают, что здесь развита лишь современная морская терраса высотой 2—4 м. Более высокие прибрежные равнины имеют, по их мнению, полигенетическое (континентальное) происхождение.

Голоценовую морскую террасу (высотой 2—3 м), лайду и пляж описывают Л. А. Кесслер и Л. Н. Самойлов по восточному побережью пролива Невельского.

Таким образом, в пределах о. Сахалина морские террасы широко распространены. Количество, абсолютные отметки, строение и возраст террасовых уровней меняются от одного участка побережья к другому, причем в целом возникает довольно сложная картина, окончательная расшифровка которой потребует, несомненно, значительных усилий в будущем. Вместе с тем изложенные материалы позволяют наметить определенные закономерности в пространственном размещении морских террас (рис. 10).

По западному побережью острова (у подножия Южно-Камышового хребта и Западного хребта п-ова Шмидта) наблюдается серия разновысотных террас (террасовый ряд), которые местами (по берегу Амурского лимана и пролива Невельского) сменяются полигенетическими (аллювиально-морскими и континентальными) прибрежными равнинами. Морские террасы различной высоты прослеживаются также по восточному (Охотскому) побережью Южно-Камышового хребта (в районе перешейка Поясок) и северо-западному побережью залива Анива.

На Охотском побережье острова у подножий Тонино-Анивского и Сусунайского хребтов и Восточного хребта п-ова Шмидта морские террасы (за исключением самого низкого голоценового уровня и современных форм) или отсутствуют совершенно, или (если принять морское происхождение упомянутых выше отложений по восточному склону Тонино-Анивского и Сусунайского хребтов) представлены одним уровнем высотой от 4—5 до 10 — 20 м, сохранившимся лишь на отдельных участках. Терраса высотой 8—15 м отмечается также в районе оз. Буссе (западная часть Тонино-Анивского хребта).

Аналогичная картина характерна для Охотского побережья Восточно-Сахалинских гор, где, по данным В. Г. Беспалого (1964а) и других исследователей, на большей части территории распространена лишь одна (не считая голоценового уровня и современных морских форм) морская терраса ранневерхнечетвертичного (?) возраста, довольно сильно деформированная тектоническими движениями, а в районе Лунского залива и далее к северу насчитывается местами два террасовых уровня.

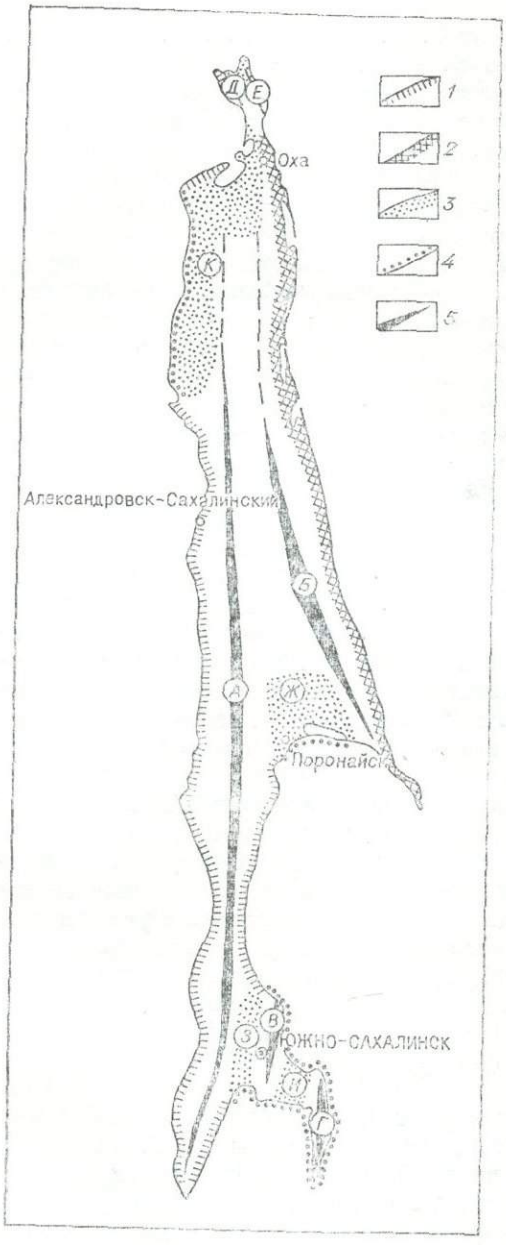


Рис. 10. Схема прибреж
ных террас Сахалина (
элементами морфоструктур
ного районирования). Сос
тавил А. П. Кулаков (с ис
пользованием материало
С. М. Александрова, В. Г
Беспалого, С. Б. Бравиной
С. Д. Гальцева-Безюка
Г. В. Полунина и др.).

1 — последовательность терра
четвертичного *возраста* (вы
сотой от 2—4 до 120 м и бо
лее); *2* — голоценовая и верх
нечетвертичная террасы (вы
сотой от 2—4 до 15—20 м)
3 — прибрежные аллювиальны
и аллювиально-морские ни
кие равнины; *4* — голоценовы
низкие террасы и современ
ные аккумулятивные и абра
зионные формы; *5* — оси под
нимающихся морфоструктур
Поднимающиеся морфострук
туры: *А* — Западно-Сахалин
ские горы; *Б* — Восточно-Саха
линские горы; *В* — Сусунай
ский хребет; *Г* — Тонино-Ани
ский хребет; *Д* — Западный
хребет; *Е* — Восточный хребет
(п-ов Шмидта). Погружающие
ся и относительно стабильные
морфоструктуры: *Ж* — Поро
найская депрессия; *З* — Сусу
найская депрессия; *И* — Му
равьевская низменность; *К* —
Северо-Сахалинская равнина.

В крупных тектонических впадинах Сахалина, открывающихся к морю (Сусунайской, Тымь-Поронайской и др.), морские четвертичные отложения залегают ниже уровня морских вод, участвуя наряду с континентальными отложениями в строении толщ четвертичных осадков, выполняющих впадины.

Японские острова

В общем виде четвертичные отложения и террасы всех Японских островов описаны японскими геологами в крупных монографиях последних лет («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961; «Geology of Japan», 1963; «The geologic development...», 1965). Кроме того, имеется много работ, в которых освещены результаты региональных исследований и детально рассматриваются вопросы стратиграфии четвертичных толщ (в том числе отложений морского генезиса), колебания уровня моря, палеогеография четвертичного времени и т. д.

По данным Х. Накагава (Nakagawa, 1967), прибрежные террасы Японии могут быть подразделены на пять основных уровней (рис. 11, 12). Наиболее высокий из них—равнина V или терраса Кунохе (Kunohe), имеющая высоту 150—200 м над ур. м. и представленная в современном рельефе плосковершинными одновысотными сильно расчлененными холмами у подножия горных систем японского побережья. В нескольких районах изучены отложения этой террасы (галечники, пески, илы, глины), отнесенные к мелководно-морским, прибрежным и континентальным осадкам. На островах Рюкю равнина V явля-

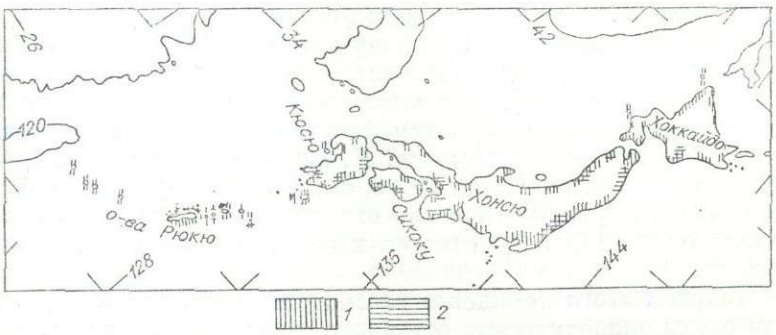


Рис. 11. Схематическая карта распространения плейстоценовых прибрежных уровней в Японии (по Nakagawa, 1967).
1 — равнина III; *2* — равнина V.

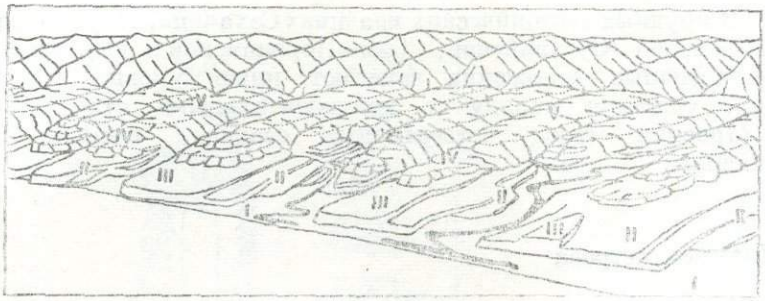


Рис. 12. Идеализированная блок-диаграмма террас прибрежного района Японии. Римскими цифрами обозначены пять основных террасовых уровней (по Nakagawa, 1967).

ется как аккумулятивной, так и абразионной, причем аккумулятивная часть сложена толщей известняков с фораминиферами и кораллами. Вдоль Тихоокеанского побережья, которое, как отмечает Х. Накагава (Nakagawa, 1967), относится к наиболее стабильному району Японских островов, плиоценовые и нижнеплейстоценовые формации залегают субгоризонтально и субпараллельно к вершинному уровню холмов. Нижнеплейстоценовые отложения перекрывают отложения верхнего плиоцена согласно или со слабым несогласием. Терраса Кунохе сформировалась, по мнению Х. Накагава, в течение позднего плиоцена и раннего плейстоцена в период высокого стояния уровня моря.

Ниже располагается равнина IV, или терраса Тама (Tama), представленная флювиальными и морскими террасами (двумя или более). Поверхность ее имеет более крутой уклон, чем равнины III и V, поэтому в некоторых районах окраинные участки погребены под более молодыми террасовыми формациями. Этот уровень, как и предыдущий, сильно расчленен и в глубь суши постепенно переходит в предгорные аллювиальные равнины. Отложения террасы Тама выражены галечниками (обычно сильно выветрелыми), переслаивающимися с песками, илами и глинами. В них содержатся флористические остатки, среди которых преобладают хвойные. Х. Накагава (Nakagawa, 1967) предполагает, что равнина IV образовалась в фазу прерывистого снижения уровня моря от его положения на абсолютной высоте около 150 м до отметок несколько ниже современного уровня.

Террасы этого комплекса рассматриваются, таким образом, как следы эпизодических остановок уровня морских вод. Возраст равнины IV, судя по более ранней работе того же автора (Nakagawa, 1961), датируется средним плейстоценом. Фазе

снижения уровня моря соответствует довольно прохладный климат.

Равнина III, или терраса Симосуёси (Shimosueyoshi), широко распространена на Японских островах и представлена прибрежными равнинами, абразионными платформами, коралловыми рифами, в глубь суши переходящими во флювиальные равнины. Абсолютные отметки этих террас изменяются от 0 до 70 м над ур. м., причем, по мнению Х. Накагава (Nakagawa, 1967), положение рассматриваемого уровня ниже 20 и выше 50 м объясняется влиянием локальных тектонических движений. Нижнюю часть разреза террасы Симосуёси слагают галечники, в средней части сменяемые илами и перекрываемые песками и галечниками. Это мелководные морские, лагунные и эстуарные отложения. В них найдены морские раковины и другие ископаемые остатки, свидетельствующие о существовании теплого моря и наземной растительности с преобладанием криптомерий и широколиственных лесов. На островах Рюкю в разрезах встречены коралловые рифы и фораминиферовые пески. Возраст равнины III определяется как позднеплейстоценовый, а возникновение ее связывается с постепенным повышением уровня моря от минимального его положения в предшествующую фазу (в конце формирования равнины IV) до отметок около +30 м (Nakagawa, 1961, 1967). В течение этого времени преобладал теплый или умеренный климат.

Равнина II включает несколько террасовых уровней, приуроченных к долинам рек. Наклоны их увеличиваются от древних к более молодым террасам, поэтому последние в нижних течениях рек и в прибрежных районах погребены под отложениями формации равнины I. Отложения равнины II представлены галечниками с песками и илами или глинами, иногда с прослоями торфа и лигнитов, содержащими остатки преимущественно хвойных растений, что свидетельствует, очевидно, о существовании прохладного климата. Возраст рассматриваемых отложений, судя по радиоуглеродным датировкам, определен в интервале между 10 000 и 35 000 (или более) лет до настоящего времени (Nakagawa, 1967). Предполагается, что террасы равнины II образовались во время снижения уровня моря от 30 м над современным уровнем до 130 м ниже его в эпоху последнего оледенения верхнего плейстоцена и сопутствующего ему похолодания климата. Именно этим объясняют образование серии террас (в том числе и подводных) равнины II и преимущественное развитие флювиальных (аллювиальных) осадков в отложениях этой формации (Nakagawa, 1961, 1967; «The geologic development...», 1965).

Наконец, самый низкий уровень — равнина I — представлен прибрежными равнинами и их флювиальными аналогами,

расположенными на высоте примерно нескольких метров над уровнем моря. Максимальные высоты их определяются границей послеледниковой морской трансгрессии. Подошва отложений, слагающих прибрежную равнину I, размещается на 60—70 м (или менее) ниже ур. м., где, по данным японских исследователей, наблюдаются погребенные речные долины, которые, возможно, соответствуют подводным террасам внешнего края островного шельфа.

Радиоуглеродные датировки отложений нижней части разреза равнины I позволяют предполагать, что самый низкий уровень моря был около 18 000 лет назад (Nakagawa, 1967).

В то же время радиоуглеродный анализ нескольких образцов кораллов и раковин морских моллюсков из отложений низкой террасы районов Южной и Центральной Японии дает возраст от 2870 ± 90 до 6360 ± 120 лет. На этом основании считают, что уровень моря в начале (и, частично, в середине) голоцена был выше современного (не более чем на 6 м, судя по отметкам голоценовой террасы), а затем около 3000 лет назад снизился. Колебаниям уровня моря соответствуют климатические изменения, установленные на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов и морской фауны. Отмечается в целом повышение среднегодовой температуры на 2—3° С (по сравнению с современной) в фазу климатического оптимума между 8000 и 3000 лет назад с дальнейшим понижением температуры примерно на 1°С в интервале 3000—1500 лет назад («The geologic development...», 1965; Nakagawa, 1967; S. Fujii, N. Fuji, 1967).

Голоценовая терраса, которую в Японии часто называют Джомонским пляжем (Jomon beach), или Поднятым пляжем (Raised beach), лучше всего развита в южной части района Канто и на южном побережье о. Сикоку. Эти прибрежные районы испытывают значительные поднятия в периоды крупных землетрясений, поэтому голоценовые террасы достигают здесь местами высоты 20 — 25 м над ур. м. («The geologic development...», 1965; Yonekura и др., 1968; и др.).

Приведенную выше схему строения прибрежных террас Х. Накагава (Nakagawa, 1967) рассматривает как стандартную для побережий Японских островов, отмечая в то же время, что по берегам Японского моря последовательность террасовых уровней отличается от стандартной. Последнее, по его мнению, объясняется дифференцированными тектоническими движениями земной коры в данном районе. Решающую роль в формировании террас этот исследователь отводит эвстатическим колебаниям уровня океана, предполагая, что в течение четвертичного времени уровень моря неоднократно поднимался и опускался значительно выше и ниже современного. Вместе с тем

Х. Накагава (Nakagawa, 1967) подчеркивает трудность разделения эвстатических и эпейрогенических эффектов на Японских островах и считает, что островные дуги являются в целом нестабильными в тектоническом отношении по сравнению с континентом.

В качестве типичного для Японских островов района, где четвертичные отложения (в том числе морского генезиса) и прибрежные террасы имеют наиболее полные и хорошо изученные разрезы, японские исследователи принимают обычно район Канто (Kanto) на Тихоокеанском побережье Центральной Японии.

Район Канто включает акваторию Токийского залива и примыкающую к нему обширную равнину Канто вместе с окаймляющими ее мелкосопочными и низкими горами. В целом это крупная впадина, центр которой сейчас располагается в северной части Токийского залива. Впадина выполнена толщей преимущественно морских отложений неоген-четвертичного возраста общей мощностью свыше 5000 м. Четвертичные отложения имеют здесь мощность до 1500 м и в Южном Канто образуют практически непрерывный разрез от нижнего плейстоцена до верхнего плиоцена. Граница между плиоценом и плейстоценом проведена условно в толще морских отложений по уменьшению содержания в осадках пелагических фораминифер теплых вод (таких, как *Globorotalia cultrata* и *G. puncticulata*) и одновременному резкому увеличению содержания холодноводных видов (*Globigerina quinqueloba* и др.). Вместе с тем каких-либо значительных изменений в фауне морских моллюсков выше и ниже этой границы не установлено, что объясняется, как полагают, обитанием этой малакофауны в батиальной зоне, где колебания климата практически не были заметны или проявлялись очень слабо («The geologic development...», 1965).

Плейстоценовые отложения района Канто представлены осадками групп Кадзуса (Kazusa) и Нарита (Narita) (в восходящем порядке), разделенными на несколько формаций («Геологическое развитие Японских островов»,1968). Отложения группы Кадзуса (общая мощность 3200 м) — типично морские (от глубоководных до мелководных и эстуарных, снизу вверх по разрезу) образования. Нижняя часть этой группы (максимальная мощность до 2000 м), отнесенная к плиоцену, сложена преимущественно илами, к основанию толщи переходящими в туфогенные песчаники и конгломераты. В нижней части формации Умэгасе проводится условная граница между плиоценом и плейстоценом, установленная, как отмечено выше, по уменьшению содержания в осадках пелагических тепловодных видов фораминифер и увеличению содержания холодноводных видов.

Нижняя часть разреза группы Нарита (мощность 80 м) представлена тонкозернистыми песками формации Дзидзодо (Jizodo) и туфогенными песками, гравием и илами формации Ябе (Yabi). Осадки первой из этих формаций неритовые, но вверх по разрезу становятся более мелководными и, наконец, во многих местах переходят в дельтовые фации формации Ябе. Отложения формации Дзидзодо считались ранее межледниковыми (на основании присутствия обильных остатков теплолюбивых моллюсков, кораллов и брахиопод), а отложения формации Ябе — осадками ледниковой эпохи (поскольку там присутствуют моллюски более холодолюбивого облика). Однако последние исследования показали, что в этих отложениях содержатся моллюски и фораминиферы как более «холодного», так и более «теплого» типа, что, по мнению японских геологов, позволяет предполагать существование более сложных температурных условий морских вод, чем считалось ранее («The geologic development...», 1965). Аналогичная картина характерна для отложений группы Сагами (Sagami), формировавшихся в северной части п-ова Миура, в непосредственной близости к бассейну Канто.

В западной части бассейна Канто верхняя часть разреза отложений нижней подгруппы группы Нарита представлена формацией Буобугаура (Byobugaura), сложенной песчано-илистыми эстуарными и мелководными осадками. Коррелятны им в северо-западной и северной частях равнины Канто сильно выветрелые отложения аллювиальных конусов выноса у подножия горных систем, окаймляющих впадину.

В отложениях формации Буобугаура найдены преимущественно теплолюбивые виды моллюсков, в то время как комплекс фораминифер указывает на более холодный климат. Флористические остатки свидетельствуют о том, что нижняя часть разреза этой формации накапливалась в условиях теплого климата (флора Симокурата), средняя часть — более холодного (флора Ямаситате), а верхняя — более теплого (флора Дзикондзи).

Поверхность аккумуляции формации Буобугаура называется террасой Тама и имеет высоту от 70—100 м на побережье до 200—300 м по периферии равнины Канто. Она покрыта слоем вулканического пепла, известного под названием суглинков Тама (Tama loam). В суглинках найдены остатки субальпийских и субарктических древесных растений — *Picea jezoensis*, *Pinus koraiensis*, *Abies homolepis*, что подтверждает похолодание климата по сравнению с предшествующим временем («The geologic development...», 1965).

Поздний плейстоцен района Канто подразделяется на три формации — Симосуёси (*Shimosueyoshi*), Мусасино (Musashino)

и Тачикава (Tachikawa). Формирование первой из них связывают с заключительным этапом существования палео-Токийского морского залива, глубоко вдававшегося с востока в глубь суши. Поверхность аккумуляции формации Симосуёси выражена террасой того же названия. Высота ее неодинакова для различных участков, но в основном обычно находится на отметке около 40 м. В песках и илах этой формации найдена богатая фауна морских моллюсков (*Anadara subarenata*, *Ostrea gigas*, *Pecten albicans*, *Dosinia japonica*, *Meretrix lusoria* и др.), для которой характерны сообщества, близкие к современным видам, обитающим в прибрежных водах и заливах.

Флористические остатки из отложений формации Симосуёси свидетельствуют о преобладании широколиственной древесной растительности, мало отличающейся от современной, но содержащей, однако, древесные виды более холодного или умеренного климата. Ассоциация пыльцы стадии Симосуёси рассматривается как свойственная в целом хвойно-широколиственной лесной растительности, соответствующей, вероятно, времени рисс-вюрмского межледниковья («The geologic development...», 1965). Терраса Симосуёси, так же как и терраса Тама, прикрыта чехлом суглинков Симосуёси. Судя по спорово-пыльцевым данным, во время накопления этих суглинков существовали климатические условия, близкие современным. Отложения ярусов Мусасино (Musashino) и Тачикава (Tachikawa) представлены аллювиальными осадками одноименных речных террас, сформировавшихся, как полагают японские исследователи, в фазу общей регрессии моря.

Самая молодая единица стратиграфического разреза четвертичных отложений района Канто — так называемые аллювиальные слои (Alluvial beds), слагающие обширные аллювиальные равнины в прибрежных низменных районах Японии. Предполагается, что они образовались в фазу эвстатической трансгрессии моря от наиболее низкого его стояния около 20 000 лет назад до современного уровня (с максимумом около 4—6 тыс. лет назад), т. е. по времени своего возникновения соответствуют «эвстатическому» голоцену, более продолжительному по сравнению с собственно голоценом или постгляциалом, насчитывающим 10 000 лет.

Аллювиальные слои представлены преимущественно грубообломочными отложениями (пески, галечники), заполняющими древние долины, выработанные в доголоценовых породах в стадию предшествующей (вюрмской) регрессии моря. Поэтому мощность отложений достигает максимума в нижнем течении рек и на участках тальвегов погребенных речных долин. Так, в районе Токио и его окрестностях подошва аллювиальных слоев (или формации Юракутё — Yurakucho) залегает на глу-

бине 20—60 м, причем максимумы глубин приурочены к погребенным речным долинам, очертания которых близки современным долинам. Продвижение фронта дельт в сторону моря и расширение прибрежных равнин, происходившие во второй половине голоцена (5—6 тыс. лет), объясняются эвстатическим снижением уровня моря на несколько метров (примерно 4—6) после его максимального подъема.

Спад уровня морских вод привел к формированию на побережьях голоценовой террасы Джомон. Поверхность ее имеет различную высоту и, как отмечалось выше, может достигать местами 20—25 м, что связывается с поднятиями отдельных участков берега во время сильных землетрясений.

Отложения формации Юракутё содержат фауну морских моллюсков, аналогичную современной фауне близлежащего моря. Комплексы фораминифер представлены главным образом бентосными формами, среди которых отсутствуют бореальные или субтропические виды.

Изучение флоры голоцена позволило установить последовательные стадии изменения климата от довольно прохладного (ранний голоцен) до более теплого (средний голоцен) и вновь сравнительно прохладного (поздний голоцен). Спорово-пыльцевой метод дает более полную картину климатических изменений, согласующуюся с только что изложенной (S. Fujii, N. Fuji, 1967; «Геологическое развитие Японских островов», 1968). На юго-восточном побережье района Канто отмечается голоценовая терраса, в основании аккумулятивного слоя которой имеются рифовые кораллы, залегающие in situ на абразионной платформе. Возраст кораллов (среди которых встречаются и теплолюбивые формы, в настоящее время обитающие лишь на Тихоокеанском побережье Юго-Западной Японии) определен по радиоуглероду в 6160 $\pm$120 лет. Считают, что это время соответствует фазе послеледникового климатического оптимума, установленного по другим данным («Геологическое развитие Японских островов», 1968).

В суглинках Мусасино и Тачикава обнаружены многочисленные палеолитические орудия, которые, как полагают, подобны орудиям позднего палеолита Индонезии, Китая и Сибири. Из этих же суглинков, а также из отложений формации Джомон известны находки орудий и различных изделий мезолита и неолита («Geology of Japan», 1963; «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

Таким образом, в районе Канто в четвертичное время продолжалось, с одной стороны, погружение впадины Канто с накоплением мощной (более 1000 м) толщи преимущественно морских и лагунных отложений, с другой,— шло формирование серии разновозрастных прибрежных террас, располагаю-

щихся по периферии прогибающейся впадины. Абсолютные отметки террас уменьшаются от ступени к ступени по направлению от холмистых возвышенностей окраин к центральной части равнины Канто. В том же направлении наклонены и поверхности террас, причем уклон возрастает по мере увеличения возраста террас. Например, слой вулканического пепла (Tama loam), перекрывающий поверхность наиболее высоких террас, был обнаружен при бурении в Курихачи и Кога (центральная часть равнины Канто) на глубине 170 м ниже поверхности земли. Эта глубина соответствует общему наклону вершинной поверхности холмов, располагающихся у подножия гор Канто на западе района.

Все изложенное хорошо согласуется с картой мощностей отложений группы Кадзуса (плиоцен и плейстоцен), составленной на основании буровых работ, проводившихся в большом объеме в бассейне Канто («Geology of Japan», 1963; «Геологическое развитие Японских островов», 1968). Максимальные мощности отложений (до 1000—1200 м) характерны для северной части Токийского залива и довольно быстро уменьшаются к периферии впадины. Максимальная величина погружения впадины за плейстоцен превышает указанную на схеме цифру и составляет, по данным японских геологов, 1500 м. Скорости тектонических движений бассейна Канто изменялись (для различных периодов времени) от 1 до 1,3 м за 1000 лет («Геологическое развитие Японских островов», 1968, стр. 521).

Аналогичные данные для района Канто приводит А. Сугимура (Sugimura, 1967). Используя имеющиеся материалы об абсолютном возрасте и абсолютных отметках нескольких стратиграфических горизонтов плейстоцена в различных пунктах 35-километровой зоны между Чиба (Chiba) и Кururи (Kururi) в Южном Канто, он устанавливает скорость изменения наклона земной поверхности для различных отрезков времени (см. таблицу).

Поскольку при установлении возраста отложений неизбежны ошибки, полученные величины несколько различны, хотя порядок цифр остается неизменным. Это, по мнению А. Сугимура (Sugimura, 1967), указывает на то, что скорость погружения оставалась практически постоянной в течение плейстоцена, а уклоны слоев увеличивались примерно на 0,1 за 1000 лет.

Таким образом, для района Канто отмечается прямая зависимость в пространственном размещении террас и изменении абсолютных высот и уклонов террасовых уровней от геолого-тектонической структуры территории. Для всех рассматриваемых уровней характерны также постепенные изменения в литолого-фациальном составе слагающих их отложений — от преимущественно морских и лагунно-дельтовых осадков централь-

Скорость тектонического погружения в Канто, м

Отрезок времени, лет	Чиба	Курури	Различие	Скорость (за 1000 лет)
140*	+0,0× ×0,2	+0,6× ×0,2	0,12	0,9
6 200**	+4	+11	7	1,1
90 000***	+20	+140	120	1,3
1 000 000****	—1200	—200	1000	1,2

* Использованы данные о вертикальных смещениях в период землетрясения 1923 г., умноженные на коэффициент векового смещения (0,2); 140 лет — средний интервал между разрушительными землетрясениями в Южном Канто.

** Терраса Ситамачи (Sitamati).

*** Терраса Симосуёси (Simosueyoshi). Возраст отложений этой террасы примерно 120—130 тыс. лет, поэтому темп погружения может быть равен 0,9—1 м за 1000 лет.

**** Кровля формации Умегасе (Umegase) или нижняя часть группы Кадзуса Kazusa).

ных частей впадины к преимущественно флювиальным (аллювиальным) осадкам по периферии последней.

Сходное в общих чертах с районом Канто геолого-геоморфологическое строение имеет район Осака, который рассматривается обычно в составе более высокопорядковой депрессионной области Сетоучи (Setouchi depressional area) Центральной Японии (Ikebe, Ichikawa, 1967). Впадина Осака включает Осакский залив и прилегающую к нему территорию, с востока, юга и северо-запада окружена горными хребтами Икома (Ikoma), Изуми (Izumi) и Рокко (Rokko). Формирование депрессии связывают с так называемыми движениями Рокко, продолжающимися с миоцена (среднего миоцена) вплоть до настоящего времени (Itihara, 1961; «Geology of Japan», 1963; «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

Накопившиеся здесь осадки позднего плиоцена—плейстоцена подразделяются на две части — группу Осака (Osaka) и несогласно залегающую на ней формацию Манчидани (Manchidani) суммарной мощностью до 700 м. Первая представлена песками, илами, глинами и галечниками субаквального происхождения, содержащими восемь пластов морских глин (пронумерованных от Ма 1 до Ма 8 в восходящем порядке). Эти слои наряду с прослоями вулканических пеплов используются как маркирующие горизонты и для корреляции с разрезами других районов. Преобладают в целом глинистые осадки как пресноводного, так и морского происхождения.

М. Итихара (Itihara, 1961) проводит границу между плиоценом и плейстоценом в нижней части группы Осака, значительно ниже слоя морских глин Ма 1. Судя по последним данным, группа Осака включает отложения верхнего плиоцена,

нижнего и среднего плейстоцена («Геологическое развитие Японских островов», 1968, Ikebe, Ichikawa, 1967).

Вышележащая формация Манчидани мощностью до 50 м несогласно перекрывает группу Осака на различных горизонтах — от Ma 3 до Ma 7 (Itihara, 1961; «Geology of Japan», 1963). Нижняя часть разреза этой формации состоит преимущественно из континентальных отложений (пески, галечники), тогда как в верхней части преобладают морские осадки. В формации установлено несколько горизонтов континентальных и морских отложений, насыщенных остатками растений. Наблюдается в целом чередование слоев с холодолюбивой и теплолюбивой флорой, причем последняя приурочена обычно к морским осадкам, а холодолюбивая флора — к континентальным («Геологическое развитие Японских островов», 1968).

На этом основании некоторые исследователи сопоставляют горизонты морских отложений с эпохами потеплений (межледниковий), в то время как континентальные фации соответствуют, по их мнению, фазам холодного климата или переходного от холодного к теплому (Itihara, 1961).

Возраст отложений рассматриваемой формации датируется средне-верхнеплейстоценовым или верхнеплейстоценовым («Геологическое развитие Японских островов», 1968; Ikebe, Ichikawa, 1967).

Отложения группы Осака и формации Манчидани во многих случаях имеют наклонное залегание, что объясняется воздействием тектонических движений Рокко. Наиболее сильные дислокации приурочены к зонам разломов земной коры. Например, крупные тектонические нарушения в отложениях, имеющих возраст более древний, чем средний плейстоцен, вызваны активизацией движений по разломам вокруг впадины Осака (Huzita, 1967).

Отложения, более молодые, чем формация Манчидани, слагают аккумулятивные покровы прибрежных террас этого района. Последние разделены на три серии: высокие террасы, или террасы Мейми (Meimi), 30—200 м; средние террасы, или террасы Нишияги (Nishiyagi), 0—100 м; низкие террасы, или террасы Итами (Itami), 0—50 м (Itihara, 1961; «Geology of Japan», 1963).

Поверхность наиболее высокой из них (террасы Мейми) представляет собой сильно расчлененный холмистый уровень, который делится обычно на две ступени. Аккумулятивный покров этого уровня выражен маломощными (0—7 м) красновато-коричневыми галечниками, переслаивающимися с илом и песками.

Отложения террас среднего уровня представлены главным образом галечниками и песками, которые в значительной степени

затронуты красноцветным почвообразованием. Эти осадки заполняют долины, врезанные в толщу отложений группы Осака, и в средней части переслаиваются с морскими илами, а в основании часто содержат прослои торфа. Терраса Ниппяги предположительно коррелируется с террасой Симосуёси района Канто («Geology of Japan», 1963).

Наконец, отложения самой низкой террасы М. Итихара (Itihara, 1961) объединяет в формацию Итами. Это главным образом флювиальные галечники и пески с илами, в самой верхней части затронутые процессами формирования желтых почв. Мощность их сравнительно небольшая — обычно не свыше 10 м. В северной части бассейна Осака терраса Итами встречается часто, высота ее до 50 м над ур. м. От более молодой поверхности аллювиальной равнины она отделена террасовыми уступами, но к югу постепенно снижается и уходит под эти отложения. Поверхность ее, таким образом, наклонена к центральной части впадины, так же как и поверхности более высоких террас. Отложения этой толщи предположительно сопоставляются с галечниками Тачикава и Мусашино района Канто (Itihara, 1961; «Geology of Japan», 1963). В последние годы возраст отложений формации Итами был установлен более точно — радиологический анализ (по радиоуглероду) куска древесины, найденного в глинах этой толщи, показал возраст 29800±1200 лет до настоящего времени (Huzita, 1967). Галечники террасы Итами, так же как и отложения других террас, местами сильно нарушены движениями по разломам. Так, буровыми скважинами, пройденными с той и другой стороны крупного разлома, установлено вертикальное смещение отложений на 8,5 м (Huzita, 1967).

Самую верхнюю часть разреза осадочной толщи, выполняющей впадину Осака, слагают так называемые аллювиальные отложения. Они занимают практически всю акваторию современного Осакского залива и в меньшей степени распространены по его периферии. Акустическое зондирование, проведенное в заливе, позволило установить мощность и условия залегания отложений. В центральной части залива подошва аллювиальных отложений располагается на глубине до 70—75 м (рис. 13) и довольно плавно поднимается к бортам впадины до 15—20 м. Кроме того, в процессе исследований было установлено прямое влияние разломов и связанных с ними тектонических движений на мощность аллювиальных отложений в различных участках впадины (Huzita, 1967). Возраст рассматриваемой толщи принимается, как и для впадины Канто, в объеме так называемого эвстатического голоцена, охватывающего верхи позднего плейстоцена и голоцен (в общепринятом значении этих подразделений).

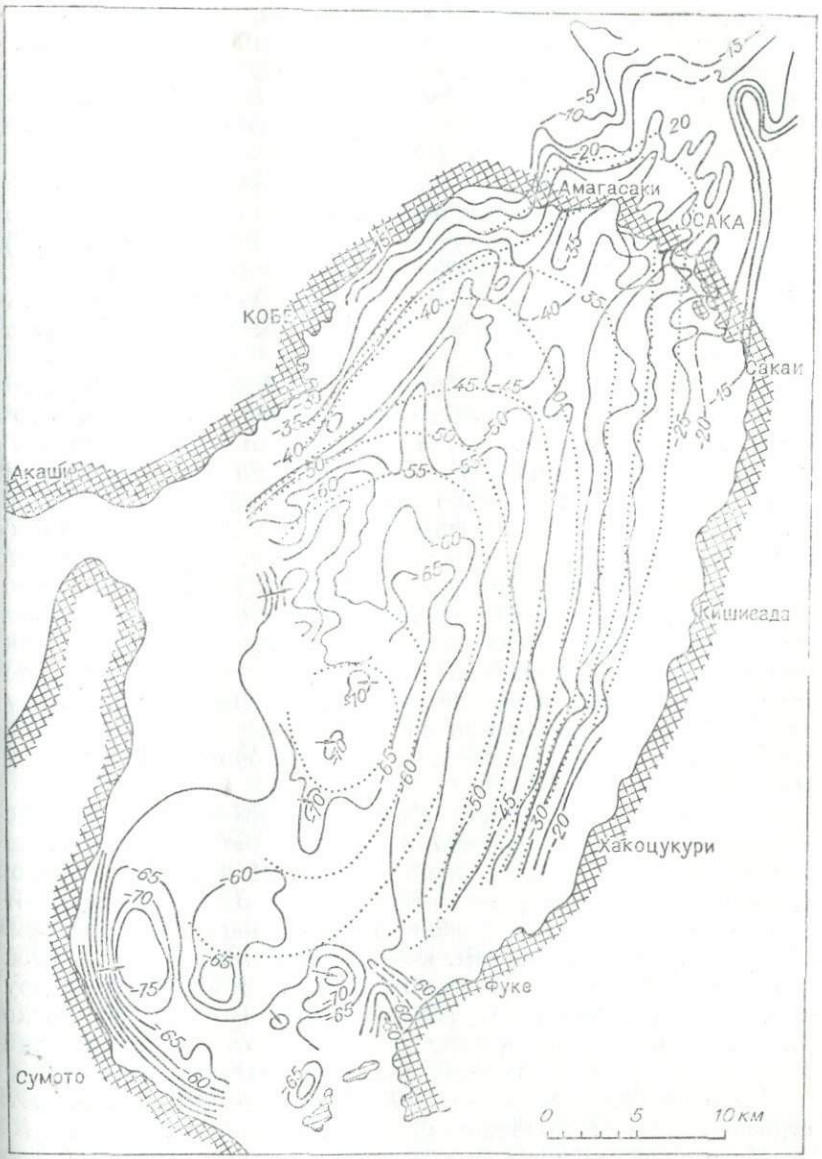


Рис. 13. Изобаты подошвы аллювиальных отложений в Осакском заливе (по Huzita, 1967). Пунктирными линиями показаны генерализованные контуры изобат.

В целом район Осакского залива (впадины Осака) обнаруживает явные черты сходства с районом Канто, рассмотренным выше. Здесь, как и во впадине Канто, в верхнем плиоцене и плейстоцене накоплена мощная (до 600—700 м) толща морских, лагунных и континентальных отложений, образующих практически непрерывный разрез. Суммарная амплитуда плейстоценовых движений бассейна Осака (включающая погружение впадины и подъем ограничивающего ее с северо-запада хребта Рокко) достигает более 1000 м (Huzita, 1967). В зонах, переходных от поднятий к погружениям (по периферии впадины), развита сложная система разломов. Вертикальные смещения по наиболее крупным из них достигают нескольких сотен метров.

Террасовые уровни распространены по периферии впадины Осака, и поверхности их наклонены к центру последней. В том же направлении наблюдается местами погружение высоких террас под уровень аккумуляции более молодых отложений. Продолжающееся буквально до самого последнего времени погружение впадины и воздымание обрамляющих ее горных сооружений подтверждается тектоническими нарушениями (по разломам) отложений террас (вплоть до самых молодых) и отложений, выполняющих впадину, увеличением мощности и общим наклоном подошвы аллювиальных отложений к центру Осакского залива и, наконец, современными движениями по разломам, приводящими, например, к деформациям зданий и сооружений в г. Кобе. Скорость погружения северного побережья Осакского залива составляет в среднем около 1,2 мм в год (Huzita, 1967).

Таково в общих чертах геолого-геоморфологическое строение двух наиболее хорошо изученных районов Тихоокеанского побережья Центральной Японии. И в том и в другом районе происходит одновременное формирование разновысотных и разновозрастных террасовых ступеней по периферии депрессий, с одной стороны, и накопление мощных толщ плейстоценовых (и более древних) отложений во впадинах — с другой, причем террасовые уровни располагаются в зоне восходящих движений, а к центру депрессий погружаются и фациально замещаются коррелятными им толщами осадков.

Коротко рассмотрим наиболее интересные особенности строения других прибрежных районов Японии.

На о. Хоккайдо террасовые уровни распространены почти по всему побережью. Например, в северо-западной части острова вдоль берега Японского моря описаны четыре террасы. Наиболее древняя из них — терраса Хоробецу (Horobetsu) — имеет высоту 80—200 м и сильно эродирована. Терраса Чикубецу (Chikubetsu) высотой 50—70 м сложена в основном морски-

ми осадками. Более молодые уровни — террасы Томама (Tomamae) и Котамбецу (Kotambetsu) — имеют высоты 30—60 и 20 м соответственно. Судя по спорово-пыльцевым анализам образцов торфа, отобранных из отложений этих террас, климат во время формирования террасы Чикубецу был немного холоднее современного и стал в дальнейшем (в эпоху формирования террасы Томама) еще более холодным («Geology of Japan», 1963).

Три террасовых уровня известны на востоке острова, в окрестностях г. Кусиро. Это — террасы Ширанука (Shiranuka), Немуро (Nemuro) и Харутори (Harutori) (в нисходящем порядке). Первые две из них высокие и сильно расчленены эрозией. Осадки террас Немуро и Харутори несогласно перекрывают песчаные отложения формации Кусиро (Kushiro), в которых найдены остатки моллюсков, фораминиферы и пыльца. Отложения формации Кусиро предположительно отнесены к нижнему плейстоцену. На основании палинологических исследований торфа из этих отложений здесь установлено трехкратное чередование теплых и холодных климатических эпох («Geology of Japan», 1963; «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

На северо-востоке Хоккайдо, вдоль побережья Охотского моря, Е. Тории (Torii, 1968) описывает три морские террасы высотой 80, 40 и 20 м над ур. м., которые, по его мнению, сформировались в результате эвстатических колебаний морских вод.

Четыре террасовых уровня известны на мысе Эримо, причем в галечниках самой низкой террасы (высотой 20—40 м) найдены остатки *Mammuthus primigenius*. М. Минато (Minato, 1955) считает, что эти отложения одновозрастны эпохе образования каров второго оледенения гор Хидака.

В последнее время рассматриваемые галечники коррелируются с подъярусом Тотабецу второго оледенения, а абсолютный возраст их принимается древнее 20—25 тыс. лет, поскольку тефритовый покров террасы сформирован непосредственно перед извержением спекшихся туфов из кратеров близлежащих вулканов, для которых и были выполнены датировки по радиоуглероду («Геологическое развитие Японских островов», 1968). Террасы мыса Эримо наклонены в сторону суши, что позволяет предполагать значительно бо́льшую интенсивность восходящих движений у оконечности полуострова по сравнению с его основанием («Geology of Japan», 1963).

Семь ступеней прибрежных террас наблюдается на о. Окушири (Okushiri) у юго-западного побережья Хоккайдо. Самая высокая из них достигает 300 м над ур. м. Как и на мысе Эримо, поверхности террас значительно наклонены («Geology of Japan», 1963).

В пределах Юго-Западного Хоккайдо распространена также

плиоценовая формация Сетана (Setana), представленная мелководно-морскими отложениями. Они располагаются на высотах до 200 м над ур. м., а в Центральном Хоккайдо морской плиоцен поднят даже до отметок 500 м и более. Аналогичные мелководно-морские отложения плиоценового возраста, содержащие морскую фауну, и, как предполагают, одновозрастные отложениям формации Сетана были обнаружены при океанологических исследованиях на дне Сангарского пролива на глубине 200—300 м. Считают, что эти отложения формировались в условиях единого мелководного морского бассейна, но в дальнейшем в результате разнонаправленных дифференцированных тектонических движений постплиоцена (общей амплитудой до 500 м) или поднялись высоко над уровнем моря, или опустились до значительных глубин (Uozumi, 1967).

Прибрежные террасы о. Хоккайдо изучены еще довольно слабо. Во всех случаях они пространственно приурочены к районам поднятий. Японские исследователи считают, что в течение периода формирования террас для всего Хоккайдо в целом были характерны сильные дифференцированные движения земной коры («Geology of Japan», 1963).

Прибрежные террасы других островов Японской гряды сопоставляются обычно со стратотипическими уровнями района Канто. Они также приурочены к районам поднятий и образуют серию террасовых ступеней различной высоты (террасовый ряд).

Так, вдоль Тихоокеанского побережья Северо-Восточной Японии, от п-ова Симокита на севере до равнины Канто на юге, у подножия хребтов Китаками и Абукума прослеживаются пять террасовых уровней. Верхний из них имеет высоту 160—200 м и сложен на поверхности песками и галечниками (мощностью до 15 м), прикрытыми слоями вулканического пепла. Аккумулятивный покров более низкого уровня (высотой до 110 м) также представлен галечниками (круто падающими к морю) и вулканическим пеплом. В некоторых районах в разрезах этой террасы встречены морские отложения. И та и другая террасы значительно расчленены, довольно сильно наклонены, а во многих местах нижний уровень подразделяется на две ступени. Третья терраса (высотой 50—60 м) имеет почти плоскую слабонаклонную поверхность. У подножий гор она сложена флювиальными галечниками, которые к востоку постепенно сменяются лагунными и прибрежно-морскими отложениями (мощность рыхлого покрова обычно не превышает 15 м). Осадки прикрыты сверху слоем вулканического пепла. Третья терраса прослеживается в южном направлении к террасе Симосуёси района Канто.

Второй уровень представлен речными террасами, развитыми в долинах прибрежных рек. Они имеют более крутой уклон и

поэтому к устью рек погружаются под отложения низкой равнины. Террасы сложены главным образом аллювиальными галечниками и песками. Наконец, низкая прибрежная равнина, возникшая, как полагают, в результате снижения уровня моря в верхнем голоцене, сложена аллювиальными и морскими образованиями, подошва которых располагается на глубине 40—60 м ниже ур. м. Отмечается, что первый и второй уровни, имеющие довольно крутой уклон и сложенные почти исключительно аллювиальным материалом, имеют облик аллювиальных конусов выноса (Nakagawa, 1961; «Geology of Japan», 1963). Нетрудно установить черты сходства в строении северо-восточного побережья о. Хонсю и района Канто. На основании имеющихся данных о геолого-геоморфологическом строении террас и анализа содержащихся в их отложениях палеонтологического материала можно заключить (как и для района Канто), что пятый и третий уровни сформировались в фазы высокого стояния уровня моря, соответствующие межледниковьям, а уровни пятый, второй и первый — в фазы эвстатических регрессий, совпадающих с рисской и вюрмской ледниковыми эпохами («Geolgy of Japan», 1963).

Хорошо развиты террасовые уровни на Тихоокеанском побережье Юго-Западной Японии, в округе Шизуока. Они выработаны на породах неогена и сложены главным образом флювиальными галечниками. Четвертичные отложения здесь расчленены на шесть ярусов, охватывающих по возрасту весь плейстоцен. Широкое распространение аллювиальных галечников на побережье (формирующих дельтовые конусы выноса) объясняется интенсивным воздыманием горных районов суши и повышенной транспортирующей способностью рек, выносящих большое количество обломочного материала прямо к берегу моря («Geology of Japan», 1963).

Далее к юго-западу, в окрестностях г. Нагоя (район залива Исе), четвертичные отложения представлены формациями Караяма (Karayama), Ягото (Jagoto) и Атсута (Atsuta), несогласно залегающими на плиоценовой группе Сето (Seto group). Формация Атсута, сложенная эстуарными песками и илами, образует ступень высотой 10—30 м и коррелируется с отложениями террасы Симосуёси района Канто. Более высокий уровень (высотой до 100 м) сформирован главным образом сильно выветрелыми галечниками и песками формации Ягото. Поверхность его сильно расчленена. Формация Караяма не образует какого-либо топографического уровня и подстилает отложения формации Ягото. Наиболее древняя ступень в рельефе побережья — равнина Идака (Idaka), срезающая отложения группы Сето и имеющая, как предполагают, верхнеплиоценовый возраст.

Помимо описанных выше, в этом районе есть также комплекс

более молодых и более низких уровней. Это террасы Осоне (Osone), Инуяма (Inuyama) и Торимацу (Toriimatsu) (в восходящем порядке), сложенные маломощными флювиальными галечниками. Все они отнесены к позднему плейстоцену. Наконец, низкая равнина Ноби (Nobi) сложена аллювиальными и лагунными осадками мощностью до 60 м, перекрывающими погребенные речные долины. Формирование этой толщи связывают, как и в других районах Японии, с подъемом уровня моря в конце верхнего плейстоцена и в голоцене («Geology of Japan», 1963).

Аналогичное строение имеют четвертичные отложения и террасы южного побережья о. Сикоку и округа Миязаки Юго-Восточного Кюсю. Различие заключается лишь в том, что здесь отсутствует уровень стадии Юзанпан (Yuzanpian), что объясняется усиленной морской абразией. Зато имеются два террасовых уровня более высоких и сильнее расчлененных, чем терраса Макинохара. Предположительно они отнесены к стадии Огасан («Geology of Japan», 1963).

Тихоокеанское побережье Японии характеризуется, таким образом, единым (в основных чертах) геолого-геоморфологическим строением на всем протяжении. Комплексы четвертичных отложений и террас прибрежных районов хорошо увязываются между собой и достаточно уверенно коррелируются с таковыми стратотипического района Канто.

Гораздо меньше данных о четвертичных отложениях и террасах побережья Японского моря, что объясняется слабой его изученностью. Поэтому можно дать лишь самое схематичное описание этого района, опираясь на сведения о геолого-геоморфологическом строении отдельных участков.

На п-ове Ога (север о. Хонсю) прослеживается прибрежная терраса высотой до 50 м над ур. м., сложенная осадками формации Катаниси (Katanishi) мощностью около 40 м (в основном морскими песками). Эти отложения несогласно перекрывают формацию Шибикава (Schibikawa) и плиоценовую формацию Вакимото (Wikimoto). Стратиграфическое положение первой из них сопоставляют с положением группы Сога (Soga) в округе Шизуока. Кроме террасы Катаниси, на полуострове есть еще несколько уровней, более высоких и более расчлененных, сложенных литоральными песками и галечниками. Поверхности террас наклонены на восток, к лагуне Хачирогата. К центру лагуны наклонены также и террасы более северного округа Носиро, что позволяет предполагать погружение котловины Хачирогата в течение плейстоцена («Geology of Japan», 1963).

Хорошо изучено строение низменности Ниигата — одного из первых районов добычи нефти и газа в Японии. Поверхность неогеновых отложений залегает здесь на глубине в несколько

сотен метров ниже уровня моря и несогласно перекрыта четвертичными отложениями. В последних установлено до шести горизонтов галечников, а толща, залегающая выше первого горизонта (мощностью 100—150 м), отнесена к позднему плейстоцену. Основанием для этого послужили данные об абсолютном возрасте (по C^{14}) 10 образцов с глубины 13,8—159,5 м.

Отложения представлены пресноводными и лагунными осадками — песками, илами, глинами, галечниками, среди которых (особенно в верхней части) встречаются прослои торфа. Японские геологи используют этот разрез для построения кривой изменений уровня моря в позднем плейстоцене (Minato, Suyama и др., 1967).

По данным С. Такахаси (Takahashi, 1959), мощность плейстоценовых отложений района Ниигата, объединенных под названием группы Уонума (Uonuma), достигает в некоторых депрессиях побережья 1000 м и более. Это свидетельствует, по его мнению, о погружении прибрежной зоны в плейстоцене, причем это погружение местами не соответствует более древнему структурному плану. Одновременно С. Такахаси предполагает значительное поднятие островной суши в стадию Уонума.

В районе Ниигата не исключено присутствие морских террас. По крайней мере, имеется краткое упоминание о том, что отложения верхнего плейстоцена слагают здесь террасы и низкие холмы вокруг третичных гор (Иман, Мидзуно, Сакамото,1961).

На п-ове Ното известно четыре или пять террасовых ступеней. Наиболее широко распространена терраса Хирадоко (Hiradoko) высотой 30—50 м, которая сопоставляется обычно с террасой Макинохара или Симосуёси. В отложениях ее найдены морские моллюски, свидетельствующие о том, что температура воды была близка к современной или несколько выше. Над этой террасой располагаются еще два или три уровня, довольно сильно расчлененные.

На побережье Японского моря в округах Тояма и Каназава у подножия горных хребтов развиты поднятые конусы выноса и аллювиальные террасы. Эти отложения, состоящие преимущественно из галечников, отнесены к формациям Удацуяма (Udatsuyama) и Курехаяма (Kurehayama) и несогласно перекрывают отложения плиоцена. В осадках первой из этих формаций найден *Parastegodon aurorae* («Geology of Japan», 1963).

На дне залива Тояма, к северу и северо-востоку от г. Тояма, на некотором расстоянии от побережья обнаружен затопленный лес (Иман, Мидзуно, Сакамото, 1961).

Четвертичные отложения окрестностей г. Нанао разделены на несколько формаций. Наиболее древняя из них — формация Такашина (Takashina), в которой найдены раковины морских моллюсков, — отнесена к среднему плейстоцену. Формация

Окухара (Okuhara) представлена илами и песками с остатками морской малакофауны и морскими диатомовыми. Предполагается, что они отложились в фазу эвстатической морской трансгрессии позднего плейстоцена (соответствующей трансгрессии Симосуёси района Канто), когда уровень моря поднялся на 50 м выше современного. Аналогичные осадки морского генезиса слагают формацию Нишиминато (Nishiminato) которая коррелируется с нижней частью формации Окухара. Наконец, наиболее молодая формация Токуда (Tokuda) представлена континентальными галечниками, отнесенными к эпохе вюрмского оледенения («Hokuriku Quaternary Research Group», 1967).

В округе Каммон (юго-западная окраина о. Хонсю) Т. Камеяма (Kameyama, 1968) описывает отложения двух фаз эвстатических колебаний уровня моря, соответствующих, по его мнению, рисс-вюрмскому межледниковью и первому внутривюрмскому межстадиалу. Отложения первой из этих фаз, известные под названием формаций Вакамацу (Wakamatsu), Кичинан (Kishinan) и толщи песков и галечников Мурасаки (Murasaki), рассматриваются как эквивалент формации Симосуёси района Канто. В них содержатся теплолюбивые моллюски, фораминиферы, в большом количестве присутствуют колонии кораллов, что позволяет предполагать существование в то время теплого течения в проливе, отделяющем о. Кюсю от материка. Рассматриваемые отложения залегают (судя по диаграмме, представленной упомянутым исследователем) на высоте до 40—50 м над ур. м.

Отложения вюрмского межстадиала, представленные пачкой песков Оки (Oki) и пачкой глин Ямагути (Jamaguchi) и их эквивалентами, располагаются (кровля их) на высоте 15—20 м над ур. м. С ними предположительно коррелируются отложения так называемой древней дюны (Older dune), распространенной на побережье Японского моря.

Таким образом, на побережье Японского моря развиты террасовые уровни различной высоты и строения, приуроченные к участкам поднятий. Но по сравнению с Тихоокеанским побережьем они не имеют здесь столь широкого площадного распространения. Особенно хорошо это заметно в северо-восточной части о. Хонсю, где вдоль прибрежных районов префектур Акита, Ямагата и Ниигата проходит с о. Хоккайдо главная нефтеносная полоса Японии. Для этой зоны характерны большие мощности не только неогеновых, но, как можно было видеть на примере района Ниигата, и плейстоценовых отложений, что служит свидетельством длительного нисходящего развития побережья. Террасы здесь, как правило, отсутствуют или представлены неширокими флювиальными уровнями у подножий горных систем, вдали от берега.

На основании изучения наклонов прибрежных террас японские исследователи устанавливают два вида тектонических движений земной коры на Тихоокеанском побережье Юго-Западной Японии в четвертичное время. Первые из них — вертикальные тектонические движения, продолжающиеся с неогена и вызвавшие значительное воздымание горных массивов внутренних районов суши и наклон в сторону моря как неогеновых слоев, так и поверхностей террас. Движения другого типа — волнообразные (складчатые).

В результате этих движений, например, террасовый уровень Макинохара на западном берегу п-ова Мурото повышается от основания полуострова по направлению к мысу, где достигает высоты 180 м. Аналогичное явление (увеличение количества террасовых ступеней и абсолютных отметок террас к окончаниям полуостровов) отмечается также для полуостровов Омасаки, Сима, Кии, Ашизури, Босо. Доказано, кроме того, заметное воздымание мысов в периоды крупных землетрясений. Все это связывают с восходящими движениями прибрежных структур, в том числе и хребтов побережья. Местами плейстоценовые антиклинальные поднятия и синклинальные погружения оказываются несколько смещенными относительно плиоценовой складчатости. На побережье Японского моря деформации террас совпадают со складкообразованием нижележащего неогена. Это явление характерно также и для о. Хоккайдо (например, района севернее г. Саппоро и окрестностей г. Кусиро).

Суммируя имеющиеся данные о прибрежных террасах Японских островов, японские исследователи приходят к общему выводу о том, что плейстоценовые движения земной коры, установленные на основании изучения террас, продолжают неогеновые движения. Что же касается развития островной гряды в целом, то, по их мнению, Японские острова испытывали воздымание в течение всего плейстоцена («Geology of Japan», 1963).

Высокая активность разнопорядковых тектонических движений в пределах Японской островной гряды и общая тенденция восходящего развития этой крупной морфоструктуры в четвертичное время подтверждаются не только изложенными выше материалами о строении прибрежных зон, но и большим количеством фактических данных о развитии рельефа внутриостровной суши.

С. Каизука, А. Сугимура и др. (Kaizuka, Sugimura и др., 1966), участвовавшие в составлении карты четвертичных тектонических движений Японии, разделяют последние на четыре типа: поднятия, погружения, складкообразование и дизъюнктивные дислокации. Типичными районами проявления таких движений эти исследователи считают следующие: возвышенность

Микава восточнее Нагоя, бассейн Канто, район Рокко (западнее Осака) и, наконец, район Огуни в Северной Японии. Во всех случаях существование того или иного типа движений доказывается большим количеством фактического материала, а сами тектонические движения, как установлено, начинаются обычно с конца плиоцена и продолжаются в течение всего плейстоцена. Судя по карте четвертичных тектонических поднятий и погружений Японских островов, последние испытывали в плейстоцене интенсивные восходящие движения, тогда как погружения были локальными, приуроченными к отдельным впадинам главным образом прибрежной зоны. Максимальные поднятия (до 2000 м) и максимальные погружения (до 1200 м) за четвертичное время отмечаются в районах Центральной Японии.

Более подробная карта четвертичных вертикальных движений Японских островов была составлена группой геологов (Hatori, Ishii и др., 1969) несколько позднее (рис. 14).

А. Сугимура, Ю. Нарузе и Т. Мацуда (Sugimura, Naruse, Matsuda, 1966) приводят три примера, характеризующие четвертичные тектонические движения в Японии: погружение в бассейне Канто; складкообразование в Могами, Северо-Восточная Япония (установленное по деформациям восьми речных террас в этом районе); тектонические горизонтальные и вертикальные подвижки вдоль разлома Атера в Центральной Японии. Эти исследователи приходят к выводу, что темп движений в четвертичное время остается почти постоянным, продолжительность действия их составляет не менее 1—2 млн. лет, и активность сохраняется вплоть до настоящего времени.

Подробнее останавливается на этих же примерах А. Сугимура (Sugimura, 1967). Темп погружения впадины Канто в четвертичное время колеблется, по его данным, от 0,9 до 1,3 м за 1000 лет, что хорошо согласуется с расчетами других геологов («The geologic development. . .», 1965). Террасы р. Огуни изогнуты в соответствии со складчатой структурой пород основания, причем более древние террасы значительно сильнее деформированы по сравнению с молодыми. Поэтому можно говорить о постоянном темпе складкообразования в течение длительного времени, а возраст всей складчатой структуры определить примерно в 1 млн. лет (принимая во внимание рисс-вюрмский возраст наиболее древней террасы р. Огуни). Общая тенденция роста плиоценового синклинория в этом районе сохраняется, судя по данным повторного прецизионного нивелирования в 1954 и 1964 гг., вплоть до настоящего времени. Сходные примеры постоянства тектонических движений известны также для двух или трех других районов зоны Мисухо—Фосса Магна.

Тектонические подвижки по разлому Атера, рассекающего террасы р. Кисо в Сакасита, хорошо устанавливаются при

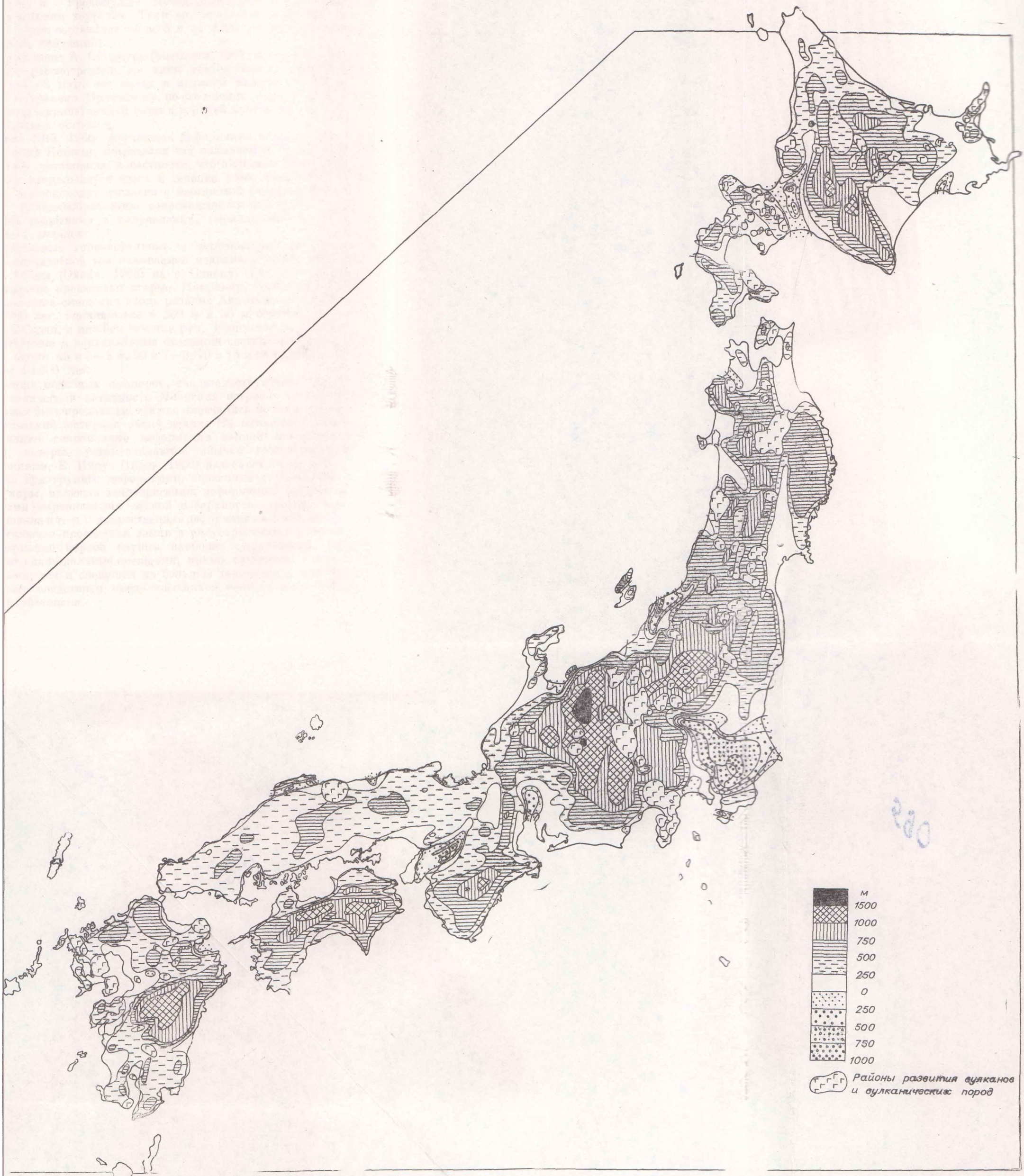


Рис. 14. Вертикальные тектонические движения Японских островов в четвертичное время (по Hatori, Ishii и др., 1969; схематизировано).

сравнении абсолютных высот одновозрастных уровней. Деформации, как и в предыдущем случае, возрастают от молодых к более древним террасам. Темп вертикальных движений по разлому Атера составляет около 5 м за 1000 лет (при условии постоянства движений).

В заключение А. Сугимура (Sugimura, 1967) приходит к выводу, что рассмотренные им типы тектонических движений начались 1—2 млн. лет назад и активны вплоть до самого последнего времени. Причина их, по его мнению, одна и та же — деформации («крип») земной коры и верхней мантии на территории Японских островов.

О. Ота (Ota, 1966), изучавшая деформации террас в Северо-Восточной Японии, в пределах так называемой складчатой зоны Уэтсу, установила, в частности, что активное складкообразование продолжается здесь в течение всего четвертичного времени и происходит согласно с неогеновой структурой территории. Складкообразование сопровождается иногда короблением или разрывами в направлении, параллельном к осям неогеновых складок.

Значительные горизонтальные и вертикальные смещения вдоль тектонической так называемой медианной линии описывает А. Окада (Okada, 1968) на о. Сикоку. При этом первые из них обычно превышают вторые. Например, горизонтальные и вертикальные смещения вдоль разлома Ава-Икеда за последние 30 000 лет. оцениваются в 200 м и 50 м соответственно. В Хигаси-Судзи, в нижнем течении руч. Нишитани и в Азиро горизонтальные и вертикальные смещения составляют соответственно около 45 и 5—8 м, 50 и 7—9, 70 и 15 м за время, меньшее чем 10 000 лет.

Перечень подобных примеров, свидетельствующих о высокой тектонической активности Японских островов в плейстоцене, может быть продолжен, так как имеющийся по этому вопросу фактический материал очень велик. Не меньший интерес представляют современные деформации земной поверхности Японии, которые устанавливаются обычно геодезическими наблюдениями. Е. Иноуе (Inoue, 1960) разделяет такие деформации на три группы: деформации, связанные с движениями земной коры, включая землетрясения; деформации, вызванные процессами выравнивания земной поверхности (эрозия, осадконакопление и т. п.); искусственные деформации земной поверхности, включая проседания земли в индустриальных районах.

Деформации первой группы наиболее существенны. Они включают как локальные смещения, прямо связанные с землетрясениями, так и смещения на большой территории, которые могут быть следствием продолжающихся тектонических движений плейстоцена.

Е. Иноуе приходит к выводу, что вековые тектонические движения земной коры являются продолжением движений кайнозойского времени. Они вызывают не только вертикальные, но и горизонтальные смещения земной поверхности. Так, профиль через горный район Чуба показал воздымание и горизонтальное смещение геодезических реперов к северо-западу за последние 60 лет. По мнению Е. Иноуе, современные движения земной коры при всем разнообразии их проявления на территории Японских островов имели положительный знак, т. е. намеченная еще значительно ранее общая тенденция к воздыманию островной дуги сохранилась без изменений вплоть до настоящего времени. Причиной этих движений он считает или латеральное давление, действующее по направлению от Азиатского континента к Тихому океану, или контракционное давление между континентом и океаном.

Таким образом, на побережье Японских островов широко распространены морские террасы различной высоты и строения, часто образующие последовательность уровней — террасовый ряд. Возраст их колеблется от верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена до верхнего плейстоцена — голоцена. Террасы пространственно приурочены к участкам, испытывающим воздымание, тогда как в пределах прибрежных впадин накапливались одновозрастные им мощные (до 700—1500 м) толщи морских, лагунных и континентальных отложений.

Формирование террас связано с эпохами межледниковых морских трансгрессий, что подтверждается находками теплолюбивой фауны и флоры в прибрежных разрезах. Вместе с тем имеются и исключения из этого правила.

Собранный японскими исследователями богатый фактический материал говорит об интенсивном проявлении различного типа тектонических движений на территории Японских островов и общем восходящем развитии последних в четвертичное время. Эти движения (включая и современные) продолжают движения неогена и, очевидно, завершают формирование современного морфоструктурного плана территории, основные черты которого были заложены еще в миоцене («Геологическое развитие Японских островов», 1968). Геолого-геоморфологические особенности строения прибрежной зоны и всей Японской гряды не отличаются в целом от таковых Сахалина, Курильских островов и Камчатки.

Итак, геолого-геоморфологическое строение материкового и «островного» побережий Охотского и Японского морей различно. Вдоль окраины континента, на всем его протяжении от залива Шелехова на севере до Корейского пролива на юге, высокие морские террасы отсутствуют и развиты лишь низкая (от 1—3 до 6—8 м) голоценовая морская терраса и современные

аккумулятивные и абразионные формы. Морские четвертичные отложения залегают здесь обычно ниже уровня моря и вскрыты скважинами в приустьевых частях рек и на низких прибрежных равнинах.

Тектонические впадины прибрежной зоны материка выполнены кайнозойскими отложениями континентального генезиса (за исключением прослоев морских осадков в отложениях эоцена — миоцена близ г. Охотска и неогена Кильчжу-Менчхонского грабена в Северо-Восточной Корее). Вдоль побережья материка на многих участках прослеживается зона сниженного холмисто-увалистого рельефа, иногда с корами выветривания на скальных породах.

Для речных долин прибрежной зоны материка (в частности, для Северо-Восточной Кореи, Южного Приморья и восточного склона Сихотэ-Алиня) характерен сходящийся к низовьям спектр речных террас с последовательным погружением их к устью рек под уровень лагунно-морской аккумуляции. Днища речных долин в приустьевых частях располагаются на глубинах до 40—60 м ниже ур. м. Большая часть побережья подвергается интенсивной абразии, что приводит к появлению «брошенных долин» с аллювием в береговых обрывах и врезанию низкопорядковых водотоков.

На побережье Японского моря мощность морских голоценовых и верхнечетвертичных (?) отложений достигает, судя по данным бурения, нескольких десятков метров (местами до 100 м и более), тогда как на Охотском побережье материка обычно не превышает первых метров.

Имеющиеся данные указывают, таким образом, на исключительно молодой (голоценовый) возраст современной береговой линии континента и общую тенденцию наступления моря на сушу, проявившуюся, очевидно, еще задолго до начала голоцена.

Для системы островных дуг (Курило-Камчатской, Японской гряд и Сахалина) отличительным элементом морских побережий являются морские террасы различной высоты, строения и возраста, обычно группирующиеся в террасовый ряд. Наиболее высокие ступени террасовой лестницы поднимаются до 200—300 м над ур. м. и имеют верхнеплиоценовый—нижнеплейстоценовый возраст. Террасы различного возраста расположены в непосредственной близости друг к другу. Во впадинах побережья накоплены мощные (до 1000 м и более) толщи прибрежно-морских, лагунных и континентальных отложений плейстоцена, образующих практически непрерывный разрез с отложениями верхнего плиоцена.

Многочисленный фактический материал свидетельствует об интенсивном воздымании систем островных дуг в плейстоцене и

общей высокой активности тектонических движений в их пределах.

Наблюдается определенная закономерность в пространственном размещении террас на побережьях в зависимости от геолого-тектонической структуры территории и режима региональных и локальных тектонических движений земной коры. Террасы приурочены исключительно к участкам поднятий, тогда как в районах относительно стабильных или погружающихся они отсутствуют или представлены лишь самыми низкими уровнями.

ГЛАВА II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ

Принципиальное различие в строении прибрежных зон материка и системы островных дуг объясняется, очевидно, разнонаправленным геолого-тектоническим развитием этих территорий в четвертичное время. Большую роль в становлении современного геоморфологического облика морских побережий здесь сыграли не только региональные особенности геологического развития, но и факторы планетарного порядка, к которым относятся эвстатические колебания уровня океана. Поэтому при выяснении условий формирования древних береговых линий (в том числе поднятых морских террас) и при восстановлении основных черт плейстоценовой геологической истории рассматриваемых морских бассейнов должен быть использован богатый опыт подобных исследований в других районах земного шара.

В соответствии с этим и построен текст данной главы: анализу имеющегося фактического материала предшествует краткий обзор современных теоретических представлений о колебаниях уровня моря в плейстоцене и формировании древних береговых линий на побережьях.

КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Вопрос о возможных неоднократных колебаниях уровня Мирового океана в геологическом прошлом и связанных с этими колебаниями пространственных изменениях границы суши и моря привлекал внимание исследователей еще много лет назад. Накопление фактических данных по этой проблеме и теоретическое осмысливание их имело место главным образом в XIX — начале XX в. Чрезвычайно ценный материал был

получен в последние десятилетия, когда на базе детальных исследований побережий и дна Мирового океана возникли новые теоретические представления о колебаниях морских вод и закономерностях формирования современного геоморфологического облика морских побережий.

Подробное изложение взглядов различных исследователей на природу колебаний уровня Мирового океана в их исторической последовательности не входит в задачу автора, так же как и обзор накопленного к настоящему времени громадного фактического материала о строении побережий многих морей и океанов. Эти сведения имеются в сводных и региональных работах по четвертичной геологии Земли, к которым относятся, например, работы Д. Чарльзворта (Charlesworth, 1957), Р. Флинта (1963), Ф. Цейнера (1963), К. К. Маркова и А. А. Величко (1967) и др. В данном случае гораздо более важным (с точки зрения автора) является обзор самых последних представлений об условиях формирования древних береговых линий (в том числе и поднятых морских террас) на морских побережьях с различным геолого-тектоническим строением и историей развития.

Отметим лишь, что идею о планетарных изменениях уровня моря в виде законченной рабочей теории впервые представил в конце XIX — начале XX в. Эдуард Зюсс, считавший, что колебания уровня моря могут быть вызваны поступлением ювенильных вод из вулканов, климатическими изменениями (приводящими к изменению объема водных масс), тектоническими движениями земной коры и, наконец, накоплением осадков в морях и океанах. Он высказал мысль о неоднократных трансгрессиях, имевших место в Европе в третичное время, и впервые применил термин «эвстатические» к колебаниям водных масс. Среди них Э. Зюсс выделял два типа: резкие колебания отрицательного знака, вызванные погружением земной коры, и продолжительные колебания положительного знака (подъем уровня), причиной которых является общее увеличение мощности осадков в морях и океанах (см. Fairbridge, 1961).

Теоретические представления Э. Зюсса были развиты и дополнены в процессе дальнейших исследований. Так, Р. Флинт (1963) обращает внимание на существование ряда факторов, которые, помимо ледникового контроля, могут значительно влиять на положение уровня моря. К ним он относит тектонические движения земной коры, накопление осадков на дне моря, изменение температуры воды, водообмен между морем и озерами, приток воды в Мировой океан из морей районов поднятий, изостатические движения земной коры под океанами в соответствии с изменениями глубин последних. Многие из этих факторов пока что не могут быть учтены при расчетах амплитуд

колебаний уровня океана (из-за слабой изученности и во многих случаях небольших величин), хотя существование их не вызывает сомнений. Р. Флинт отмечает также сложность проблемы происхождения плейстоценовых морских форм побережий, так как во многих случаях нельзя отделить влияние эвстатических движений от воздействия тектоники.

Суммируя существующие мнения об эвстатических изменениях уровня океана, Р. Фейрбридж (Fairbridge, 1961) описывает следующие три типа эвстатических колебаний:

1. Тектоно-эвстатические — контролируются деформациями океанических бассейнов или общими геодезическими изменениями (имеются в виду изменения формы и скорости вращения Земли, связанные с миграцией полюсов, прецессией земной оси и другими планетарными явлениями). Эти деформации в зависимости от масштаба явлений разделяются на локальные (*проявляющиеся, например,* вокруг отдельных вулканов), линейные (свойственные тектоническим рвам и складчатым поясам), региональные (возникающие при разрушении бассейнов средиземноморского типа) и океанические (обусловленные погружением талассократонов вследствие различных причин).

2. Седименто-эвстатические — контролируются мощностью осадочных толщ, накопившихся в морях и океанах.

3. Гляциоэвстатические — контролируются изменениями климата (имеется в виду концентрация больших объемов воды в покровных ледниках в эпохи оледенений с понижением уровня океана и обратный процесс в межледниковые эпохи). Вместе с тем рост (и таяние) ледниковых покровов ведут, в свою очередь, к погружению (и воздыманию) крупных блоков земной коры. К прочим процессам, влияющим на изменения уровня воды в океане, Р. Фейрбридж относит поступление ювенильной воды из вулканов, температурные колебания толщ океанических вод, изменения солености и некоторые другие явления.

Для четвертичного времени Р. Фейрбридж (Fairbridge, 1961) считает главными:

1. Гляциоэвстатические колебания уровня океана, контролируемые изменениями климата на земном шаре. Амплитуда их изменяется, по его данным, от нескольких метров до 100 или 125 м в периоды времени от 550 до 90 000 лет.

2. Колебания морских вод, которые объясняются изменением *форм* (*объема*) основных океанских бассейнов или геоида (вероятно, связанные со смещением полюсов).

Таким образом, причины эвстатических изменений уровня Мирового океана весьма разнообразны. Наиболее широкое распространение получила теория гляциального контроля колебаний морских вод, выдвинутая еще в 1842 г. Ч. Маклареном (см. Флинт, 1963). Справедливость этой теории была под-

тверждена многолетними исследованиями в различных районах земного шара, доказавшими тесную причинную связь периодических планетарных колебаний климата (чередование ледниковых и межледниковых эпох) с изменениями уровня Мирового океана в недавнем геологическом прошлом.

Проведенные многими исследователями расчеты объемов водных масс, переходящих из океана в наземные ледники и обратно (основанные на геологических материалах о распространении и мощности четвертичных ледниковых покровов и современных ледников Земли), и имеющиеся фактические данные о низком стоянии уровня моря в эпоху последнего оледенения позволяют наметить (в первом приближении) амплитуду гляциоколебаний морских вод для этой эпохи и, следовательно, выявить порядок цифр, характеризующих предполагаемую величину эвстатических колебаний в четвертичное время.

Судя по этим данным, падение уровня моря в фазу последнего оледенения колеблется, по мнению различных исследователей, от 70—75 до 100—103 м (Флинт, 1963; Цейнер, 1963). При этом предполагается, что уровень моря в эпоху последнего теплого межледниковья мог значительно (на два-три десятка метров) превышать современный.

В последние годы К. К. Марков и И. А. Суетова (1965) произвели более точные подсчеты, основанные на результатах новейших исследований Антарктического ледникового щита в период Международного геофизического года. Уровень океана в эпоху максимума оледенения был, по их мнению, на 110 м ниже современного, тогда как в межледниковые эпохи превышал современный уровень не более чем на 10 м (или меньше). К. К. Марков и И. А. Суетова считают положение о том, что уровень гляциоэвстатических трансгрессий почти не превышал современный уровень океана, справедливым для всего четвертичного времени.

Другие факторы, воздействующие на положение уровня Мирового океана, оценить трудно, хотя теоретически влияние их не вызывает сомнений. Не исключено, например, как считали еще в свое время Э. Зюсс и другие исследователи, что роль тектонических движений земной коры (равно как и других процессов) в изменении уровня моря может быть достаточно велика. Подтверждают это, в частности, гляциоизостатические вертикальные перемещения континентов и дна морей и океанов под действием меняющейся нагрузки ледниковых покровов и водных масс, достигающие местами нескольких сотен метров, например, в пределах Канадского и Скандинавского щитов (Charlesworth, 1957; Farrand, Gajda, 1962, и др.). Поэтому, принимая (вслед за большинством исследователей) тезис о пре-

имущественно гляциальной природе колебаний уровня океана, следует все же согласиться с Р. Флинтом (1963) в том, что «ледниковый контроль» над уровнем моря нам еще очень мало известен» и «можно лишь предполагать, что колебания уровня моря, по-видимому, связаны с недавними колебаниями ледников» (стр. 270).

Не менее сложна проблема формирования морских террас (и других форм морского генезиса) на побережьях. В их образовании участвуют как эвстатические колебания уровня океана (о полигенетической природе которых было сказано выше), так и тектонические движения земной коры (включая «чистую» тектонику и изостатические перемещения) и другие процессы. Здесь, как и следует из рассмотренного выше материала, формирование террас геологи связывают прежде всего с гляциоколебаниями океанских вод, не забывая в то же время и о воздействии тектоники на созданные морем прибрежные уровни. Классическим примером гляциоэвстатических береговых линий длительное время считались террасы Средиземноморья. Ш. Депере и Р. де Ламот еще в начале нашего века установили следующую последовательность морских террас: сицилийская (90—100 м), милацкая (55—60 м), тирренская (28—32 м), монастырская (18—20 м) и гримальдийская (позднемонастырская) высотой около 6—8 м (Charlesworth, 1957).

Эта классическая лестница террас, каждая из ступеней которой считается сформированной в эпохи межледниковых морских трансгрессий, прослеживается, по мнению Ш. Депере и Р. де Ламота, не только в пределах Средиземноморья, но и на побережьях Атлантического океана и прилегающих к нему морей севера Европы. Так, 32- и 16-метровую террасы Шотландии Ш. Депере коррелировал с тирренским и монастырским уровнями Средиземного моря. С морскими террасами сопоставлялись также и террасы таких крупных рек, как Нил, Сомма, Темза (Charlesworth, 1957; Цейнер, 1963). Схема, предложенная Ш. Депере и Р. де Ламотом, получила в дальнейшем широкое распространение, и аналоги средиземноморских уровней были установлены во многих районах земного шара. Однако в процессе последующих более детальных исследований были выдвинуты возражения против этой схемы. Прежде всего, как отмечают Р. Флинт (1963) и К. К. Марков (1967), сопоставление террас Средиземноморья было основано главным образом на гипсометрической характеристике уровней, а не на их принадлежности к определенным стратиграфическим горизонтам. Во-вторых, неудовлетворительно палеонтологическое обоснование возраста и условий формирования террас. Так, Ш. Депере указывает только два комплекса морских моллюсков (не считая современной фауны) для всех террас. Один из них — сицилийский —

содержит, как отмечает М. Жинью, в качестве руководящего ядра бореальные формы, такие как *Cyprina islandica*, *Mya truncata*, *Modiola modiolis* и др. Но большая часть этих моллюсков обитает в Средиземном море и в настоящее время, а *Cyprina islandica*, встречающуюся сейчас в Бискайском заливе, вряд ли можно считать бореальной формой. Для второго (тирренского) комплекса моллюсков характерны теплолюбивые формы (*Strombus bubonius*, *Conus guanaicus*, *Mutilus senegalensis* и др.) (Марков, 1967).

Стратиграфическое положение первого комплекса остается неопределенным, поскольку он характерен как для сицилийских, так и для калабрийских отложений, а форма *Cyprina islandica* может быть, по мнению С. Сабариса, отнесена к какой-то молодой ледниковой эпохе. Таким образом, возраст холодноводной фауны может быть не только нижнеплейстоценовым, но и верхнеплейстоценовым. Более ясно положение тирренского теплолюбивого комплекса, который располагается стратиграфически выше сицилийского, и характеризует отложения только низких (до 20—30 м) террас (Марков, 1967).

По мнению Ф. Цейнера (1963), довольно резкий переход от сицилийской фауны к тирренской может быть объяснен крупными климатическими изменениями, вызванными предпредпоследним оледенением. С этим оледенением связано, как Ф. Цейнер считает, значительное снижение уровня моря после прекращения существования сицилийской фауны и до появления тирренской.

Что же касается гипсометрической характеристики уровней, то выявилась разновысотность их для различных участков Средиземноморского побережья. Во многих случаях изменяется также и количество террас, что приводит в конечном счете к большим отклонениям от стандартной схемы. Все эти колебания связываются обычно с тектоническими движениями земной коры на побережьях. Так, Д. Чарльзворт (Charlesworth, 1957) отмечает, что калабрийские слои местами подняты до абсолютной высоты 900 м, а милаццкие — до 200 м. Слои с фауной *Strombus bubonius* залегают на высоте 100 м в Мессинском проливе, а в южной Италии и в Сицилии поднимаются иногда до 200—300 м. В Калабрии верхний плиоцен найден на отметках до 700 м, в Греции — до 500, а Южной Франции и в Алжире — до 350 м.

Учитывая эти и многие другие данные, Д. Чарльзворт (Charlesworth, 1957) относит Восточное Средиземноморье (Италию, Грецию и Переднюю Азию) к так называемому тектоническому району, тогда как остальное Средиземноморье и побережье Западной Европы от Гибралтара до северной окраины Английского пролива он считает «эвстатическим районом».

Тем самым подчеркивается решающая роль тех или иных процессов в формировании современного геоморфологического облика морских побережий.

Аналогичные данные приводит К. К. Марков (1967). Он, например, указывает, что в заливе Аликанте (Андалузия) плиоценовые (возможно, калабрийские) отложения подняты до 400—1000 м над ур. м., что позволяет предполагать значительные постплиоценовые деформации земной коры. На западном побережье Сицилии сицилийские отложения на расстоянии 15 км (на участке между Агриджento и Мадзара-дель-Валло) погружаются от абсолютной высоты 125 м до уровня моря. Разнонаправленные тектонические подвижки устанавливаются также для Алжирского и Марокканского побережий Средиземного моря.

Таким образом, схема построения средиземноморских террас весьма сложна, а вопрос о сопоставлении террас побережья Средиземного моря и сопредельных территорий, как отметил еще Р. Флинт (1963), «остается открытым» (стр. 274).

Убежденный последователь теории гляциоэвстатического происхождения морских террас — Ф. Цейнер (1963). Он полностью поддерживает представления Ш. Депере и Р. де Ламота и отмечает соответствие средиземноморских уровней морским террасам севера и запада Франции, Южной Англии, Нормандских островов, Португалии и других участков Атлантического побережья Европы, за исключением районов, где имело место изостатическое выравнивание земной коры после исчезновения последнего ледникового покрова (к ним относятся Скандинавия, Северное море, север Англии и Ирландия). Более того, Ф. Цейнер приходит к выводу, что даже в весьма удаленных друг от друга районах Земли последовательность террас очень близка к средиземноморской.

Примерно одновысотное положение одинаковых по возрасту уровней в различных районах Земли рассматривается Ф. Цейнером как доказательство эвстатического происхождения террас. Высокие (поднятые над уровнем моря) плейстоценовые береговые линии он считает бесспорно межледниковыми, а низкие уровни моря связывает с фазами оледенений. Вместе стем этот ученый приходит к выводу, что формирование последовательности разновозрастных террас (террасового ряда) на побережьях невозможно объяснить только лишь гляциоэвстатическими колебаниями морских вод, потому что это противоречит, во-первых, расчетным данным о максимальных уровнях моря в фазы трансгрессий и, во-вторых, заставляет предполагать последовательное (от начала плейстоцена до современности) уменьшение амплитуд гляциоколебаний, что также не подтверждается фактическим материалом. По мнению

Ф. Цейнера, колебания уровня моря, обусловленные ледниковой эвстазией, лишь накладывались на общее, происходящее в течение всего плейстоцена снижение уровня Мирового океана, вызванное иными причинами. Наиболее вероятной из последних он считает прогибание дна крупных океанских бассейнов, компенсированное в определенных местах изостатическим поднятием суши.

Взгляды Ф. Цейнера поддерживаются некоторыми исследователями вплоть до самого последнего времени. Например, Р. Паскофф (Paskoff, 1967) описывает на побережье Чили террасовый ряд из шести уровней, абсолютные отметки которых изменяются от 1,5—2 до 120—130 м, а время формирования охватывает весь плейстоцен. Он считает, что террасы созданы главным образом в результате гляциоэвстатических флуктуаций морских вод, так как изменения уровня последних были значительно больше и происходили гораздо быстрее, чем деформации земной коры. Формирование террасового ряда Р. Паскофф связывает в данном случае с медленным поднятием континента или общим снижением уровня моря. В заключение проводится сопоставление выделенных уровней с террасами Средиземноморья.

Д. Чарльзворт (Charlesworth, 1957), так же как и Ф. Цейнер (1963), объясняет формирование поднятых террас на побережьях главным образом гляциоэвстатическими колебаниями морских вод, а существование серий нисходящих береговых линий связывает с прогрессивным снижением уровня океана в постплиоцене. Он предполагает, что этот процесс может быть следствием либо одновременного воздымания материков (как результат эрозии последних и дальнейшего изостатического подъема их), либо, что более вероятно, погружения океанского дна. Вместе с тем этот исследователь в большей степени, чем Ф. Цейнер, допускает возможность влияния других (кроме гляциоэвстазии) факторов на формирование прибрежных террас. В соответствии со своими представлениями он делит все побережья мира на следующие три типа: тектонические, эвстатические, изостатические регионы, которым присвоены названия «Тихоокеанский», «Атлантический» и «Скандинавский» (соответственно).

Ф. Кюнен (1957), признавая в целом гляциоэвстатическую теорию и ее роль в формировании террас на побережьях, считает необходимым отметить некоторые явления, трудно объяснимые с помощью этой теории. Он возражает против представлений Ф. Цейнера (опубликованных в 1952 г.) относительно эвстатического происхождения террас различных районов Земли и одновозрастности одновысотных ступеней. По его мнению, во-первых, вряд ли возможно допустить абсолютную

устойчивость столь огромных областей побережий (в том числе и районов с активным вплоть до последнего времени проявлением тектонических движений) со времени плиоцена. Сопоставимость в данном случае может быть кажущейся или же являться результатом случайности или предубежденности в наблюдениях. Во-вторых, Ф. Кюнен отрицает эвстатическое происхождение самых высоких террас (к такому же выводу пришел и Ф. Цейнер (1963) в своей последней работе, о чем было сказано выше). Он считает, что «кроме гляциального эвстатизма в понижении уровня моря в течение плейстоцена должны были участвовать значительные движения твердой земной коры. Океаническое дно не могло опуститься без того, чтобы подкоровый материал не переместился из этой области под континенты, вызвав здесь поднятие эквивалентного объема» (Кюнен, 1957, стр. 219).

Отмечая большое количество поднятых террас на многих островных дугах, этот исследователь предполагает интенсивное поднятие рассматриваемых дугообразных структур и погружение примыкающих к ним глубоководных желобов. Ф. Кюнен также обращает внимание на формирование поднятых террас в областях гляциоизостатического выравнивания земной коры, к которым относятся Фенноскандия и Северная Америка. В заключение он подчеркивает необходимость изучения высот и геологического возраста террас на обширных площадях, так как только в этом случае «. . . можно будет различать гляциоэвстатические и собственно эвстатические движения (уровня моря), а также оценить роль деформаций земной коры» (Кюнен, 1957, стр. 219).

На необходимость подобных исследований указывает также и Р. Флинт (1963), который на основании анализа имеющихся материалов приходит к выводу об исключительной сложности рассматриваемой проблемы изменений уровня моря (в том числе вопроса о формировании древних береговых линий). Истинное положение многих береговых линий относительно прежнего уровня моря не поддается, по его мнению, точному определению и во многих случаях нельзя отделить влияние эвстатических движений от воздействия тектоники. Признавая в целом эвстатические (и гляциоэвстатические) колебания уровня океана, Р. Флинт значительную роль отводит также и тектоническим движениям земной коры в формировании поднятых и погруженных береговых линий на современных побережьях, но воздерживается от каких-либо категорических суждений на этот счет.

Крупные деформации древних береговых линий моря фаз межледниковых трансгрессий (рисс-вюрмской, миндель-рисской и гюнц-миндельской) описал для Западной Европы П. Вольд-

штедт (1955). Он показал, что уровни, которые в Южной Англии (в низовье Темзы) располагаются значительно выше современного уровня моря, постепенно погружаются в восточном направлении и в Северной Голландии наиболее древние из рассматриваемых отложений (относимые к гюнц-миндельскому межледниковью) лежат на глубине около 225 м ниже нуля (на 285 м ниже, чем в низовье Темзы). Деформации береговых линий П. Вольдштедт связывает с тектоническими движениями, но не исключает в то же время и возможности изостатического прогибания земной коры под тяжестью отлагающихся осадков. Тектоническое погружение впадины Северного моря (с которым, очевидно, и связано нисходящее развитие Северной Голландии) подтверждено в последние годы И. Смэлли (Smalley, 1967).

По мнению М. Жигу, абсолютные отметки древних береговых линий определяются в основном воздействием трех процессов: гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, гляциоизостатическими (тектоническими) колебаниями земной коры и позднейшими тектоническими движениями. Из этих процессов только первый он считает универсальным, а остальные относит к локальным (Марков, 1967). В более поздней работе М. Жигу признает повсеместность плейстоценовых тектонических движений и отдает им предпочтение перед гляциоэвстатическими колебаниями. На этом основании он считает невозможной корреляцию морских террас древне- и среднечетвертичного возраста, проводимую только по абсолютным отметкам уровней. Близкие к этому суждения высказывает К. К. Марков (1967). Он приходит к выводу, что из трех механизмов, определяющих современное положение древних берегов, геократические и гидрократические колебания уровня моря создают горизонтальные береговые линии, а тектонические движения деформируют их. Существование лестницы террас (террасового ряда) на побережьях он связывает, как Ф. Цейнер (1963) и другие исследователи, с постепенным общим снижением уровня Мирового океана в плейстоцене. Предполагается (вслед за Э. Зюссом), что эта регрессия тектоноэвстатическая и вызвана общим погружением дна океана.

Японские геологи, которым принадлежит много работ о прибрежных террасах Японских островов, в настоящее время отдают предпочтение теории гляциоэвстатического происхождения этих уровней, хотя раньше основную роль они отводили тектоническим движениям земной коры («Geology of Japan», 1963; Kobayashi, 1965; «The geologic development. . .», 1965). Так, Х. Накагава (Nakagawa, 1967) принимает отметки террасовых уровней за следы высокого стояния морских вод и предполагает, следовательно, что уровень моря в плейстоцене был

значительно выше современного. На представленной им генерализованной кривой четвертичных изменений уровня моря в Японии (рис. 15) изображена сложная ступенчатая (в соответствии со строением прибрежного террасового ряда) кривая, снижающаяся от абсолютных отметок +200 м (в начале плейстоцена) до —120—130 м (в эпоху последнего оледенения) с последующим повышением до современного уровня моря. Как отмечает сам исследователь, эпейрогенический подъем суши при составлении данной кривой не принимался во внимание. В то же время подчеркивается «нестабильность» островной дуги по сравнению со «стабильным» континентом и предполагается, что эпейрогенический эффект мог явиться причиной более высоких отметок древних уровней моря на представленной кривой, чем таковые в стабильных районах (Nakagawa 1967). Эта же позиция получила отражение в последней крупной работе японских геологов («The geologic development. . .», 1965). Между тем за последние годы в Японии накоплен большой фактический материал, свидетельствующий как об интенсивных дифференцированных тектонических движениях островной суши, так и о воздымании островной дуги в целом («Geology of Japan, 1963; Kaizuka, Sugimura и др., 1966; Sugimura, Naruse, Matsuda, 1966; Ota, 1966; Sugimura, 1967; Okada, 1968 и др.). При изучении вопроса о колебаниях уровня моря в плейстоцене и условиях формирования прибрежных террас эти данные заслуживают, несомненно, большего внимания.

Серия морских террас (наиболее высокая из которых располагается на отметке около 450 м) прослеживается на Тихоокеанском побережье США у подножия береговых хребтов (Кинг, 1968). Они отмечены и на других участках, например в Калифорнии.

Здесь, в холмах Палос Вердес было обнаружено 13 морских террас высотой до 400 м над ур. м. Для каждой ступени характерны морские отложения с фауной, изучение которых позволяет предполагать нижнеплейстоценовый возраст части верхних террас. На некоторых участках калифорнийского побережья установлено до 20 террасовых уровней (высотой до 450 м), причем последние (вплоть до самых молодых) часто значительно деформированы. По-видимому, имела место непрерывная тектоническая активность прибрежной зоны в четвертичное время вплоть до наших дней (Вархафтиг, Бирман, 1968). Ф. Кинг (1968) считает, что наиболее древние террасы, высота которых достигает 400—500 м, скорее всего, образовались в результате региональных или локальных поднятий суши, тогда как для более низких уровней он допускает влияние многих факторов (эвстатических колебаний уровня океана, региональных вертикальных движений и местных тектонических подвижек).

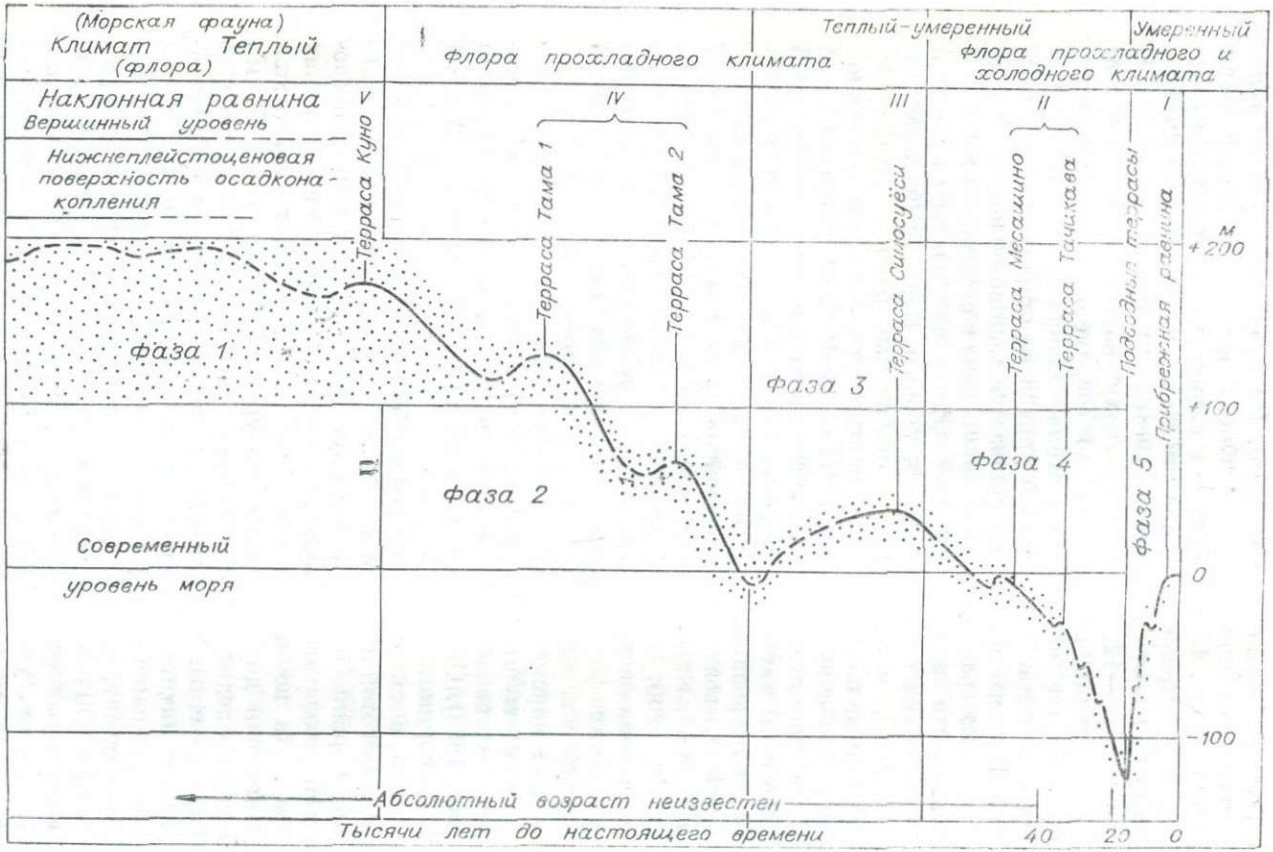


Рис. 15. Генерализованная кривая четвертичных колебаний уровня моря в Японии. Площадь, покрытая то-

Изучавший ту же территорию Л. Палмер (Palmer, 1967) отмечает, что максимальное количество морских террас наблюдается в районах активных тектонических деформаций. К ним он относит, в частности, юг Орегона, Южную Калифорнию и зону разлома Сан-Андреас. По его наблюдениям, строение террасового ряда соответствует геологической структуре того или иного участка и позволяет выявить унаследованные тектонические подвижки четвертичного возраста в пределах более древних дислокаций.

Повсеместность проявления тектонических движений в пределах литосферы и большую их роль в формировании береговых линий подчеркивает Э. Гилл (Gill, 1967). По его данным, четвертичные тектонические движения отмечены даже в Австралии, тогда как по существующим представлениям этот континент считается относительно стабильным. Темп тектонических движений на побережьях здесь очень мал, так что, например, деформации голоценовой береговой линии за последние 6000 лет не установлены, хотя в то же время плиоценовая береговая линия залегает местами ниже современного уровня моря или же поднимается на несколько десятков метров выше него.

Интересные данные о береговых линиях о. Мадагаскар сообщил недавно Р. Баттистини на симпозиуме по проблемам континентальных шельфов и эволюции береговых линий, состоявшемся в Париже в сентябре 1969 г. (Живаго, Невесский, 1970). Он прямо отмечает, что по уровням залегания морских четвертичных осадков на периферии острова можно судить о темпе дифференцированных тектонических движений суши. Так, в восточной части острова, где преобладает горный рельеф и происходили интенсивные тектонические воздымания, морские четвертичные отложения подняты до 120 м над ур. м., в то время как в районах погружений они залегают ниже уровня моря, а на относительно стабильных участках превышают уровень моря всего на несколько метров. Не менее интересно сообщение того же исследователя, сделанное несколько ранее (Battistini, 1968), о близвысотном положении разновозрастных морских террас на одном из участков побережья о. Мадагаскар. На основании этого факта он делает вывод о том, что уровни моря в фазы трансгрессий незначительно отличались друг от друга и были близки современному уровню.

К исключительно интересным выводам относительно условий формирования четвертичных морских террас Черноморского побережья пришел Ю. М. Васильев (1968). Высокое положение древних береговых линий на Кавказском побережье Черного моря и их последовательное снижение от более древних к молодым указывает, по его мнению, не на прогрессирующее понижение уровня моря трансгрессивных фаз, а на последователь-

ный, может быть, прерывистый, импульсный гениритм эпейрогенического воздымания Большого Кавказа (и побережья Болгарии). На платформенных участках побережья (относительно стабильных в тектоническом смысле), к которым относятся Северное Причерноморье и Приазовье, все древние береговые линии оказываются близкими к современному уровню моря (отклоняясь от него не более чем на 10 м) и сохраняют неизменным это положение в течение плейстоцена. Последнее подтверждается данными о геологическом строении древних аллювиальных свит и соотношением морских осадков с аллювиальными. Устанавливается, таким образом, «что во время плейстоценовых трансгрессивных фаз уровень морских бассейнов был близок современному, отклоняясь от него в разные фазы на небольшую величину» (Васильев 1968, стр. 129). Ступенчатость древних береговых линий, наблюдаемая на многих побережьях Мирового океана, как считает Ю. М. Васильев, — это, скорее всего, следствие эпейрогенических направленных движений территорий. Предполагается при этом прерывистый, ритмичный характер поднятий, возможно, свидетельствующий о синхронности гляциоколебаний уровня моря, ритма тектонических движений побережий и морского дна, оледенений и межледниковий и вероятной причинной связи между этими явлениями. На основании выдержанности высот древних террас в пределах Кавказского побережья и побережья Болгарии, в данном случае предполагается общее глыбовое воздымание прибрежной суши в плейстоцене. Сделанный Ю. М. Васильевым на основании изучения черноморских береговых линий вывод о примерной одновысотности уровней моря в фазы трансгрессий хорошо подтверждает расчеты К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1964, 1965) о гляциоколебаниях уровня океана.

Вслед за Ю. М. Васильевым (1968) к аналогичному заключению об условиях формирования террасового ряда на побережье Черного моря пришел П. В. Федоров (1969). Он считает, что морские террасы Кавказского побережья, равно как и террасы Средиземноморья и других районов земного шара, свидетельствуют не о последовательном снижении уровня океана, а отражают как эвстатические колебания морских вод, так и неравномерное по скорости поднятие суши. Ссылаясь на материалы Комиссии береговых линий ИНКВА, П. В. Федоров отмечает широкое распространение «средиземноморских террас» на берегах континентов. На этом основании он предполагает, что поднятые морские террасы отражают восходящие движения крупных участков земной коры, возможно, целых континентов.

Итак, заканчивая обзор современных представлений об условиях формирования поднятых древних береговых линий (террас) на морских побережьях, приходим к следующим выводам.

Рассматриваемая проблема очень сложна, так как в создании прибрежных форм участвует множество факторов, влияние которых во многих случаях трудно или практически невозможно достоверно оценить. Большинство исследователей отдает предпочтение гляциоэвстатическому происхождению поднятых террас, т. е. считает, что выработка абразионно-аккумулятивных равнин на побережьях происходила в фазы межледниковых морских трансгрессий, а созданные таким путем субгоризонтальные уровни были деформированы в дальнейшем тектоническими движениями.

Широкое распространение серий разновозрастных террас (террасового ряда) на побережьях многие геологи объясняют постепенным общим снижением уровня моря в плейстоцене, происходящим, как полагают, вследствие планетарного погружения дна океанов. Последнее, в свою очередь, способствовало изостатическому воздыманию континентов (Charlesworth, 1957; Кюнен, 1957; Флинт, 1963; Цейнер, 1963; Марков, 1967).

Новые фактические данные последних лет привели некоторых исследователей к выводу о решающей роли тектонических движений земной коры в формировании поднятых террасовых рядов на берегах континентов. Предполагается (и подтверждается фактами) близкое к современному уровню положение уровней моря в фазы трансгрессий четвертичного времени (Battistini 1968; Васильев, 1968; Федоров, 1969). Эти выводы, построенные на основании изучения морских побережий, хорошо совпадают с расчетными данными К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1964, 1965) о гляциоамплитудах колебаний уровня океана в плейстоцене. Согласно их расчетам, уровень моря в фазы трансгрессий был близок современному (или же превышал его не более чем на 10 м), а в фазы регрессий опускался на 110 м ниже нуля. На этом основании К. К. Марков и И. А. Суетова считают, как и предыдущие исследователи, что поднятые террасы образуются в результате восходящих тектонических движений прибрежных зон.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДНЯТЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ (МОРСКИХ ТЕРРАС) ОСТРОВНЫХ ДУГ

В свете изложенных выше представлений рассмотрим происхождение береговых линий и прежде всего поднятых морских террас Охотского и Японского морей, детальное описание которых приведено в главе I. Благоприятным для намечаемого анализа обстоятельством является отсутствие как на окраинах материка, так и на островных дугах крупных покровных оледенений, которые могли бы привести к развитию процессов гляциоизостазии и тем самым значительно осложнить картину форми-

рования плейстоценовых береговых линий. Примеры подобных гляциоизостатических деформаций широко известны — это прежде всего Фенноскандия, а также северная часть Британских островов и Северная Америка. Эти территории испытывали в четвертичное время неоднократные вертикальные перемещения различного знака и амплитуды, причем зоны деформаций смещались в пространстве и накладывались друг на друга в соответствии с периодическим расширением и сокращением ледников (Charlesworth, 1957; Farrand, Gajda, 1962; Флинт, 1963; Walton, 1966; Newman, March, 1968).

Исследования последних лет достаточно убедительно показали ограниченное распространение четвертичного оледенения по восточной окраине Евроазиатского материка, примыкающей к Охотскому и Японскому морям. Не вызывает сомнений существование двух верхнечетвертичных горно-долинных оледенений, следы которых установлены Ю. Ф. Чемековым (1960,1961б), а затем и другими исследователями в высокогорных участках хребтов Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Буреинском, Джугджур и др. Вместе с тем не подтвердились прежние представления о следах нижне- и среднечетвертичных оледенений в Западном Приохотье и Сихотэ-Алине (Шевченко, 1965; Короткий, 1968, и др.). Среднечетвертичное (наиболее древнее) оледенение установлено лишь в Северном Приохотье (Баранова, Бискэ, 1964). Имеются сведения о следах верхнечетвертичного оледенения в горных хребтах Северной Кореи (Денисов, 1965).

В последние годы утверждается мысль о том, что на протяжении большей части четвертичного времени рассматриваемая территория не подвергалась оледенениям. Это предположение находится в соответствии с данными палинологического изучения разрезов опорных скважин (в Нижнем Приамурье и Южном Приморье), свидетельствующих о прогрессирующем похолодании климата снизу вверх по стратиграфической шкале, достигшем максимума в верхнечетвертичное время (Морозова, Вихлянцев, 1965; Караулова, Назаренко, 1968). Верхнечетвертичное оледенение охватывало в целом лишь наиболее высоко приподнятые участки суши и по своим масштабам было очень небольшим (локальные горно-долинные и каровые ледники). В то же время во внутриконтинентальных районах Дальнего Востока (Становой хребет, Верхоянье и др.) не исключена вероятность обнаружения следов и более древних четвертичных оледенений.

Следы двух стадий вюрмского оледенения отмечены также в горах Японии. Оледенения эти были главным образом каровыми и ледники лишь временами выходили за пределы цирков. Следы более древних оледенений весьма проблематичны («The geologic development . . .», 1965; Kobayashi, 1965).

Аналогичные данные имеются для территории Сахалина (Беспалый, 1964 а, б). На Курильских островах ледниковые отложения плохо изучены. На островах северной группы описаны следы двух горно-долинных оледенений, местами переходящих в полупокровные (Желубовский, Прялухина, 1964).

На островах южной группы (Кунашир, Итуруп) веских доказательств существования четвертичных ледников пока что не обнаружено.

Судя по этим данным, нет оснований ожидать каких-либо гляциоизостатических перемещений земной коры в пределах рассмотренных территорий, за исключением, может быть, некоторых северных островов Курильской гряды и Северного Приохотья.

Иная картина наблюдается на Камчатке. Новейшие исследования показали, что здесь имеются следы среднечетвертичного и двух фаз верхнечетвертичных оледенений горно-долинного и покровного типов. Ледники занимали большую часть территории Камчатки и местами спускались в море. Мощность льда в них колебалась, как считают, от нескольких десятков метров до 500—600 м (Брайцева, Мелекесцев и др., 1968).

Таким образом, необходимые предпосылки для проявления на Камчатке эффекта гляциоизостазии есть. Вопрос этот, однако, еще совершенно не изучен. Доказательства гляциоизостатического поднятия полуострова (накладывающегося на тектоническое воздымание последнего) могут быть получены, вероятно, при более детальном изучении древних береговых линий, характеризующихся аномально высокими абсолютными отметками по сравнению с террасами Курильских островов, Сахалина и Японии.

Поднятые морские террасы Курило-Камчатской и Японской островных дуг и Сахалина пространственно приурочены (как было неоднократно подчеркнуто выше) к районам, испытывающим в плейстоцене тектонические движения положительного знака. Эта закономерность в размещении террас характерна не только для крупных, высокопорядковых морфоструктур (островных дуг) со свойственными им движениями регионального плана, но и для структур низкопорядковых, локальных, испытывавших дифференцированные тектонические движения.

Например, на Тихоокеанском побережье Японии (лучше всего изученном по сравнению с другими районами) террасы развиваются лишь на участках поднятий (главным образом у подножий воздымающихся горных систем прибрежной зоны), а в непосредственной близости от них, в пределах интенсивно погружающихся впадин, накапливаются мощные (до 700—1500 м) толщи одновозрастных этим террасам осадков, образующие практически непрерывный разрез.

Еще более ярким примером служат Большая и Малая Курильские гряды. Если на островах Большой гряды отмечается полный комплекс речных и морских террас, преобладает горный (от низко- до высокогорного) рельеф, интенсивно действуют процессы глубинной эрозии и вулканизма, то на островах Малой гряды развиты лишь современные аккумулятивные и абразионные прибрежные формы, в долинах рек встречаются только пойменные террасы, четвертичный вулканизм ослаблен и происходит интенсивное субаэральное выравнивание и абразионное разрушение островной суши. Это объясняется общим снижением активности магматических (и, следовательно, тектонических) процессов в пределах Малой гряды и существованием здесь в плейстоцене обстановки относительной тектонической стабильности или, скорее всего, преобладания погружений, тогда как в это же время острова Большой гряды продолжали испытывать тектонический подъем (Худяков, 1964, 1968а; Кулаков, 1965, 1968б). Прямым следствием данного процесса является общее увеличение площади и абсолютных высот островной суши Большой гряды и разрушение и погружение под уровень моря островов Малой гряды.

Аналогичная картина наблюдается на Южном Сахалине. На западном побережье острова, у подножия Южно-Камышового хребта, отмечается система разновысотных террас (от 2—5 до 80—120 м и более), узкими ступенями вытянутых вдоль берега моря и обычно сильно разрушенных эрозией и морской абразией. Возраст их (как было установлено автором совместно с Е. М. Назаренко и Е. И. Царько) охватывает, очевидно, весь плейстоцен, а не ограничивается, как предполагали В. В. Соловьев (1964) и В. Г. Беспалый (1964б), лишь верхним плейстоценом. В то же время на побережье Охотского моря, у подножий Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, обычно отмечается только один (кроме современной лайды, пляжа и береговых валов) террасовый уровень высотой до 6—8 м (местами до 15 м), морское происхождение которого во многих случаях еще вызывает сомнение. Часто встречающиеся на побережье террасоподобные формы представляют собой псевдотеррасы различного строения и не могут быть отнесены к уровням морского генезиса.

Различия в строении прибрежных зон обусловлены геолого-тектонической структурой территории и неодинаковой интенсивностью тектонических движений в пределах западного и восточного побережий острова.

На западном побережье береговая линия располагалась в четвертичное время вблизи осевой зоны Южно-Камышового хребта. С другой стороны, на Охотском побережье граница суша—море проходит по восточному крылу Сусунайского и Тонино-

Анивского сводово-глыбовых поднятий, т. е. в зоне относительно меньшей тектонической активности. Поэтому на западном побережье сформировалась лестница морских террас, тогда как на восточном берегу выработались лишь самые низкие уровни (Кулаков, 1968а).

Подобных примеров, доказывающих прямую зависимость процесса террасообразования от тектонических движений того или иного участка побережья, можно привести очень много. Имеющиеся материалы позволяют, таким образом, утверждать, что формирование системы поднятых террас (террасового ряда) на морских побережьях определяется прежде всего восходящими тектоническими движениями прибрежных морфоструктур. Автор присоединяется, следовательно, к мнению тех исследователей, которые пришли к аналогичному выводу при изучении древних береговых линий (поднятых террас) других районов Земли (Battistini, 1968; Васильев, 1968; Федоров, 1969).

Террасовые уровни нашей территории являются межледниковыми, т. е. они формировались в эпохи межледниковых гляциоэвстатических трансгрессий Мирового океана. Это достаточно убедительно подтверждается данными о строении разрезов морских террас Камчатки, Сахалина, Японских и Курильских островов, о чем было сказано выше.

Строение террасового ряда во всех случаях зависит от режима тектонических движений того или иного участка, а в пределах тектонически стабильных районов высокие уровни отсутствуют. Поэтому автор полагает, что правы те исследователи, которые считают, что уровни моря фаз трансгрессий располагались примерно на одном уровне, близком к современному, или же лишь незначительно (до + 10 м) превышали его (Марков, Суетова, 1964; 1965; Васильев, 1968, и др.). Определенным подтверждением справедливости высказанного положения служит также резкое различие в геоморфологическом строении окраины материка и системы островных дуг, о чем более подробно будет сказано ниже.

Итак, представляется наиболее вероятным следующий принципиальный механизм формирования морских террас. В эпоху межледниковой морской трансгрессии в зоне прибрежного мелководья вырабатывается абразионно-аккумулятивная равнина (отмель), которая в дальнейшем в результате тектонического воздымания побережья «отрывается» от уровня моря и превращается в морскую террасу. Для формирования на побережьях серии поднятых террас (террасового ряда) требуются по крайней мере два условия: во-первых, длительное воздымание прибрежной зоны; во-вторых, близкое друг к другу пространственное положение береговых линий моря фаз трансгрессий. В случае нарушения одного из этих условий террасовый ряд не может

образоваться. Так, в Северо-Западном Приохотье море подошло вплотную к Прибрежному хребту (восходящие движения которого не вызывают сомнений), но высоких морских террас здесь не наблюдается, так как современная береговая линия имеет очень молодой (голоценовый) возраст, а на протяжении большей части плейстоцена море располагалось восточнее хребта.

При изучении поднятых террас островных дуг выявляются вместе с тем некоторые отклонения от представленной схемы.

На Тихоокеанском побережье Японии Х. Накагава (Nakagawa, 1961) относит, например, образование так называемой равнины II *ко времени похолодания* и снижения уровня моря. В флювиальных отложениях этого уровня найдена главным образом хвойная флора. Преимущественно хвойная флора, сходная с таковой равнины II, характерна для отложений равнины IV. Предполагается, что *последняя сформировалась в ледниковую* стадию. Аналогичные данные приводит этот исследователь и в более поздней своей работе (Nakagawa, 1967), где дает общую для всей Японии схему последовательности морских террас. Не вдаваясь в дискуссию о справедливости выдвигаемых им положений о возникновении прибрежных террас как в фазы подъема уровня моря (трансгрессий), так и в фазы снижения уровня (регрессий), подчеркнем лишь тот важный для нас факт, что в отложениях прибрежных уровней присутствуют остатки как холодолюбивой, так и теплолюбивой фауны и флоры.

Аналогичные данные приводит М. Итихара (Itihara, 1961) для районов Осака и Акачи. Формации Киотани и Итами (слагающие террасы такого же названия) сформировались, по его мнению, во время падения уровня моря, т. е. в фазы похолоданий климата.

В *морских* и лагунных осадках, слагающих наряду с континентальными отложениями четвертичные толщи в прибрежных впадинах Японии, довольно часто обнаруживают присутствие как холодолюбивой, так и теплолюбивой микро- и макрофауны. Например, в осадках *формаций* Наганума и Буобугаура (п-ов Миура, Центральная Япония) найдена фауна теплолюбивых моллюсков, а комплекс планктонных фораминифер представлен холодноводными формами, включающими *Globigerina borealis*. Аналогичным образом в отложениях формаций Шизодо и Ябе (район Канто, Центральная Япония) содержатся моллюски и фораминиферы как более холодного, так и более теплого климата. На этом основании японские исследователи считают, что в рассматриваемую эпоху температурные условия водной массы были более сложными, чем предполагалось ранее («The geologic development . . .», 1965).

Одновременное присутствие в одном разрезе (слое, пачке) индикаторов холодного и теплого климата японские геологи

объясняют различными причинами — деятельностью холодных и теплых морских течений, приспособлением некоторых организмов к новым условиям окружающей среды, миграцией фауны с севера или юга («The geologic development...», 1965). Что же касается условий формирования прибрежных террас, в отложениях которых найдена холодолюбивая фауна и флора, то здесь представляется возможным несколько иное объяснение, чем то, которое предлагают японские исследователи.

Поскольку уровень моря в межледниковые эпохи плейстоцена не превышал (или почти не превышал) современный, а тектонические движения островной суши играли (как было доказано выше) решающую роль в формировании поднятых террас на побережьях, наличие террасовых уровней с остатками холодолюбивой фауны и флоры в их отложениях является, по мнению автора, прямым следствием этих процессов, т. е. формирование «ледниковых» террас на побережьях можно объяснить, по-видимому, интенсивными восходящими движениями островной гряды. Следовательно, вполне возможно, что положение о межледниковой трансгрессии моря как *необходимом условии* террасообразования не столь обязательно. Это может быть окончательно выяснено только в процессе дальнейших исследований.

При рассмотрении факторов террасогенеза нашей территории определенное внимание *должно быть* уделено явлению гляциоизостазии. Как уже отмечалось, в пределах Камчатки (и, по-видимому, некоторых северных островов Курильской гряды) четвертичное оледенение охватывало очень большие площади и проявлялось неоднократно, а мощность ледников достигала нескольких сотен метров (Кушев, Ливеровский, 1940; Власов, Чемеков, 1949, 1950; Власов, 1959а, б; Мокроусов, Садовский, 1964; Брайцева, Мелекесцев и др., 1968).

Столь широкое развитие оледенения на Камчатке неминуемо должно было вызвать эффект гляциоизостазии. В данном случае, конечно, он не мог быть таким значительным, как для территорий, испытавших сплошное покровное оледенение, где мощность ледяного панциря достигала 1000 м. К тому же на Камчатке вертикальные гляциоизостатические движения сильно затушеваны интенсивными тектоническими движениями земной коры, сопровождаемыми вулканизмом.

Наиболее древние (верхнеплиоценовые — нижнечетвертичные) террасы в пределах Курильских и Японских островов и Сахалина подняты до 200—300 м над современным уровнем моря. Более высокое *положение их практически неизвестно или* встречается крайне редко и поэтому не является типичным. В то же время на побережье Камчатки (имеется в виду восточное побережье) до абсолютных отметок 200—400 м подняты морские террасы *верхнечетвертичного* возраста (Брайцева, Мелекесцев,

1966; Брайцева, Мелекесцев и др., 1968). Не исключена возможность присутствия и более древних (следовательно, более высоких) террас (Чемеков, 1961а). С другой стороны, на о. Карагинском, который лишь частично был охвачен оледенением второй фазы позднего плейстоцена, верхнечетвертичная терраса имеет высоту 25—30 м (Скиба, Хорева, 1966; Брайцева, Мелекесцев и др., 1968), что согласуется с абсолютными отметками поднятых прибрежных уровней этого возраста на Курильских островах и в Японии.

Представляется, что исключительно высокое положение верхнечетвертичной береговой линии в пределах Восточной и Южной Камчатки объясняется не только интенсивными восходящими тектоническими движениями этой крупной морфоструктуры, особенно восточной ее окраины (Святловский, 1964), но и в некоторой степени гляциоизостатическим поднятием территории в послеледниковое время. Количественный учет этих движений требует более точных, чем имеется, сведений о мощности ледниковых покровов Камчатки, а также распространении и строении четвертичных береговых линий, которые могли бы служить индикаторами гляциоэвстатического поднятия. Дальнейшие исследования должны привести к однозначному решению поставленной проблемы.

Наконец, при изучении условий формирования поднятых террас морских побережий необходимо учитывать такой фактор террасообразования, как изостатические движения дна морей и океанов и прилегающей к ним суши, происходящие вследствие изменений мощности слоя воды в Мировом океане (как результат чередования ледниковых и межледниковых эпох). Этот процесс представляет, собственно говоря, частный случай проявления хорошо известных и давно признанных исследователями изостатических или в более узком плане гляциоизостатических движений земной коры.

Проблема взаимосвязи этих явлений была рассмотрена Р. Дэли, который пришел к выводу о возникновении в данном случае «эластичных» и «пластичных» деформаций земной коры (см. Fairbridge, 1961). На идеализированной диаграмме, представленной Р. Фейрбриджем, эти связи показаны более четко. Периодическое возникновение обширных ледниковых покровов на континентах и таяние их вызывают не только синхронные (с небольшим запаздыванием во времени) колебания уровня Мирового океана, но и компенсационные вертикальные колебания морского (и океанического) дна, вызванные движениями континентальных глыб и изменениями водной нагрузки. По мнению Р. Фейрбриджа, подъем уровня морских вод на 100 м может вызвать погружение океанической коры предположительно на 33 м. Примерно такую же величину деформации допускает

Р. Флинт (1963), который замечает, однако, что подобные расчеты весьма приблизительны, поскольку исходные параметры недостаточно известны.

Примером водноизостатических деформаций земной коры, широко известных в мировой литературе, могут служить деформации древних береговых линий оз. Бонвилл в центральной части Соединенных Штатов Америки. В эпоху наивысшего уровня озера площадь его составляла 52 000 км^2, а максимальная глубина — 335 м (при средней глубине бассейна 150 м). После исчезновения оз. Бонвилл (реликтом его является сейчас Большое соленое озеро) древние береговые линии центральной части котловины оказались значительно приподнятыми (на 64 м) относительно окраин. Предполагается, что это поднятие — следствие изостатических движений и воспроизводит в малом масштабе послеледниковое воздымание северо-восточной части Северной Америки (Кинг, 1968). Аналогичные деформации береговых линий отмечены для оз. Лахонтан. Величина изгиба самой высокой береговой линии достигает здесь примерно 6—9 м, что, вероятно, объясняется сравнительно небольшими размерами озера или более высокой подкоровой вязкостью в этом районе (Моррисон, 1968). Кроме того, поскольку озеро расположено в тектонически активном районе, то вполне вероятно, что изостатические поднятия малой амплитуды могли быть затушеваны более интенсивными сбросовыми движениями (Кинг, 1968).

Некоторые новые соображения о гляциоизостатических движениях (в частности, островных гряд) высказал А. Блум (Bloom, 1967). Рассмотрев строение прибрежной зоны в нескольких пунктах Атлантического побережья США, он пришел к выводу, что изостатическая деформация побережья под действием послеледниковой дополнительной водной нагрузки пропорциональна среднему весу (мощности) слоя воды на данном участке. Предполагается, что количественная оценка изостатического эффекта может быть дана при сравнении последовательности плейстоценовых береговых линий океанических островов и континентальных побережий. Океанические острова он считает лучшим объектом для изучения изостатических движений (по сравнению с континентами), хотя в то же время отмечает, что наиболее крупные и массивные из них (такие, как Гавайские острова) ведут себя в данном случае как «стабильные континенты» в миниатюре (Bloom, 1967).

Высказанные этим исследователем положения трудно применить для изучения явлений изостазии рассматриваемой территории. Препятствием служит, прежде всего, резкое различие в геоморфологическом строении побережий материка и системы островных дуг (о чем упоминалось выше), что не позволяет сопоставить древние береговые линии этих разнородных структур-

ных зон. Во-вторых, в пределах островных гряд преобладают крупные острова (Сахалин, Итуруп, Кунашир, Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю), которые, по-видимому, ведут себя именно так, как отмечал А. Блум (Bloom, 1967) для Гавайских островов, т. е. обладают собственным, только им свойственным темпом изостатических движений. Вместе с тем расположение островных дуг в непосредственной близости от глубоководных желобов и впадин позволяет думать, что эффект мог быть весьма значительным и, очевидно, каким-то образом отразился в строении древних береговых линий территории.

Не исключено, например, что в значительной степени благодаря изостатическим движениям сформировалась хорошо выдержанная (по высоте и простиранию) лестница террас на Тихоокеанском побережье Японии, непосредственно граничащем с глубоководным желобом. Примерно такая же картина характерна для Восточной Камчатки, где изостатические (водноизостатические) движения не только накладывались на восходящие тектонические движения полуострова, но и усиливали эффект послеледниковой гляциоизостатической отдачи. Во всяком случае, изостатические движения подобного типа представляются вполне вероятными для системы островных дуг и маловероятными (или же чрезвычайно незначительными) для окраины континента. Но выявить их здесь нелегко вследствие высокой тектонической активности территории в плейстоцене. По-видимому, решить этот вопрос можно только в будущем.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ МАТЕРИКА

Побережье материка отличается от побережий островных дуг прежде всего отсутствием высоких морских террас. Здесь наблюдаются только низкие (от 1—3 до 6—8 м) голоценовые уровни и современные аккумулятивные и абразионные формы, скважинами в прибрежной зоне вскрыты морские четвертичные отложения (до 60—110 м мощности), залегающие ниже уровня моря (см. главу I).

Установленная на примере островных дуг прямая зависимость процесса формирования поднятых морских террас от тектонических движений прибрежных зон, очевидно, справедлива и для побережья материка. Во всяком случае, на этом основании можно предполагать или относительную тектоническую стабильность материкового побережья, или преобладание здесь нисходящих тектонических движений.

Далее, поскольку уровни моря фаз межледниковых трансгрессий располагались примерно на одном уровне, близком к современному, то в условиях тектонически стабильного побережья следует ожидать последовательного причленения друг

к другу пачек разновозрастных морских отложений, фиксирующих трансгрессивные стадии моря. Такая закономерность в строении прибрежных толщ установлена, например, Ю. М. Васильевым (1968) для Северного Причерноморья и Приазовья. Однако вскрытые скважинами на побережье Японского моря разрезы морского плейстоцена имеют другое строение. Они представляют собой нормальный стратиграфический разрез, где в верхней части залегают отложения голоцена, сменяемые ниже верхнечетвертичными и, возможно, более древними отложениями. В прибрежной зоне Охотского моря (в Северо-Западном Приохотье) вскрыты лишь маломощные (первые метры) морские осадки голоцена, залегающие на континентальных четвертичных отложениях.

Кроме того, для материкового побережья характерны следующие особенности геолого-геоморфологического строения: распространение вдоль берега моря участков выровненного рельефа с корами выветривания; присутствие континентальных кайнозойских отложений во впадинах прибрежной зоны (за исключением Кильчжу-Менчхонской впадины в Северо-Восточной Корее и района Охотска в Северо-Западном Приохотье, где встречены прослои неогеновых морских отложений); глубокое (значительно ниже уровня моря) залегание подошвы кайнозойских эффузивов в Северном Сихотэ-Алине и Приамурье; сходящийся к низовьям рек спектр надпойменных террас с погружением последних под уровень лагунно-морской аккумуляции; переход структур материка на шельф и т. д.

Эти и многие другие геолого-геоморфологические данные достаточно убедительно свидетельствуют о тектоническом погружении окраины континента в плейстоцене и не могут быть объяснены только лишь послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессией Мирового океана, хотя последняя, безусловно, сыграла большую роль в формировании современного облика материкового побережья. Исключительно молодой (голоценовый) возраст береговой линии материка является результатом суммарного воздействия этих двух факторов, обеспечивших постепенное «надвигание» на сушу в течение плейстоцена древней береговой линии, которая первоначально была довольно удалена к востоку от современного берега. Эффект тектонического погружения прибрежной зоны континента в послеледниковье был значительно усилен (и вместе с тем затушеван) гляциоэвстатическим подъемом уровня морских вод. Это объясняется тем, что, как признают многие исследователи (Fairbridge, 1961; Цейнер, 1963; Флинт, 1963; Марков, 1967, и др.), гляциоколебания уровня океана происходят обычно с гораздо более высокой скоростью, чем тектонические движения каких-либо участков земной коры.

Вертикальные однонаправленные движения крупных по площади регионов земной коры, характеризующиеся примерно одинаковой скоростью на больших расстояниях, не представляют собой из ряда вон выходящего явления. Примеры эпейрогенических движений такого рода довольно многочисленны. К ним, в частности, можно отнести гляциоизостатическое поднятие Фенноскандии и Северной Америки (Charlesworth, 1957; Farrand, Gajda, 1962; Knott, Hoskins, 1968, и др.), глыбовое воздымание Кавказского побережья Черного моря и побережья Болгарии, (Васильев, 1968; Федоров, 1969), а также Тихоокеанского побережья США (Palmer, 1967; Кинг, 1968).

Сходная картина характерна и для побережья Чили, где отмечена серия террас высотой от нескольких метров до 200—400 м. Движения блоков вызвали местами деформации террас с амплитудой до 40—50 м. Наиболее высокие уровни (250—400 и 170—200 м) отнесены к плиоцену, а более низкие — к плейстоцену. Предполагается, что выдержанность отметок многих уровней на больших расстояниях может быть следствием примерно одинакового темпа эпейрогенического поднятия горных хребтов системы Анд, протягивающихся вдоль побережья (Fuenzalida, Cooke и др., 1965).

Представляются вполне реальными нисходящие тектонические движения регионального плана и для рассматриваемой окраины материка. Сложная геолого-тектоническая структура последней, несомненно, оказала воздействие на геоморфологическое строение и историю развития прибрежной зоны. Так, например, на восточном побережье Кореи преобладали, очевидно, блоковые перемещения по разломам (Масайтис, 1964), тогда как в Северо-Восточной Корее, Южном Приморье и по восточному склону Сихотэ-Алиня деформации были более плавными и привели к увеличению углов наклона прибрежной флексуры. Движения по разломам господствовали, по-видимому, в районе Прибрежного хребта (Северо-Западное Приохотье). Продолжалось погружение ряда прибрежных грабен-синклинальных впадин Охотского моря, которые представляют сейчас глубоко вдающиеся в сушу морские заливы.

Различия в строении и развитии материковых прибрежных зон Охотского и Японского морей проявляются также, как было отмечено выше, в строении толщ морского плейстоцена на побережье. В первом случае здесь обнаружены маломощные (первые метры) морские осадки голоцена, тогда как на берегу Японского моря морские отложения имеют мощность до 60—110 м и более и охватывают гораздо больший возрастной интервал.

Во всех случаях дифференцированные тектонические движения развивались на фоне общего тектонического погружения окраины континента. С этих позиций хорошо объясняются мно-

гие не понятные на первый взгляд особенности геоморфологического строения современного материкового побережья.

Так, по обоим берегам Татарского пролива располагаются крупные положительные морфоструктуры, испытывающие воздымание в верхнем кайнозое (Сихотэ-Алинь и Южно-Камышовый хребет). В таких условиях естественным было бы ожидать распространения высоких морских террас и на Сахалинском и на материковом побережьях. Однако они развиты только лишь на берегу Сахалина, у подножия Южно-Камышового хребта, а на побережье материка морские отложения вскрыты скважинами ниже уровня моря.

Это парадоксальное на первый взгляд явление непосредственно связано с особенностями строения и развития современной морфоструктуры территории.

Сихотэ-Алиньское горное сооружение представляет собой линейно-вытянутое сводово-глыбовое поднятие, осевая часть которого значительно удалена от морского побережья, т. е., другими словами, зона максимальных четвертичных поднятий находится в глубине суши, а береговая линия располагается у восточного крыла обширного свода. Естественно, градиенты вертикальных перемещений (как положительного, так и отрицательного знака) в пределах этой широкой и пологой «континентальной флексуры» (по Буркару, 1953, с некоторым отступлением от первоначального смысла термина) будут весьма небольшими. Если же принять во внимание последние данные геофизических исследований в Татарском проливе (Юнов, Тихомиров, 1968), свидетельствующие о больших мощностях кайнозойских отложений в его пределах и общем длительном нисходящем развитии прогиба с перемещением его оси к западу и трансгрессией в область сихотэ-алиньского шельфа (начиная со среднего или верхнего плиоцена), то становится ясным, что ожидать интенсивных восходящих движений прибрежной суши (с которыми могло бы быть связано формирование поднятых террас) в таких условиях нельзя. Скорее всего, здесь в течение четвертичного времени преобладали нисходящие тектонические движения, благодаря которым главным образом и был создан современный облик материкового побережья.

Иная картина наблюдается на восточном побережье Татарского пролива. Известно, что Южно-Камышовый хребет, сложенный в основном породами миоцена, начал формироваться как положительная морфоструктура с конца миоцена или в плиоцене и продолжает испытывать интенсивное воздымание вплоть до настоящего времени. Современная береговая линия, так же как и более древние четвертичные береговые линии (судя по расположению их в непосредственной близости друг к другу), проходит вблизи от осевой зоны этого линейно-вытянутого под-

нятия (значительно более узкого по сравнению с Сихотэ-Алиньским сводово-глыбовым сооружением). Непрерывные (в течение всего четвертичного времени) восходящие тектонические движения Южно-Камышового хребта (прибрежной зоны) привели к формированию поднятых террас на побережье Сахалина.

Принципиальная схема рассмотренного процесса дана на рис. 16. Решающую роль в формировании современного облика западного и восточного побережий Татарского пролива играют геолого-тектоническая структура и режим тектонических движений прибрежных территорий, конечно, при условии близвысотности уровней моря фаз трансгрессий.

Такая же картина характерна, по-видимому, для Сахалинского залива Охотского моря, в пределах акватории которого установлены большие мощности (до 7—8 км) рыхлых отложений (Зверев, 1964; Сычев, 1966), а по берегам п-ова Шмидта (Сахалин) наблюдается серия морских террас. Некоторые исследователи (Лоргус, Лукьянова, 1965) описывают высокие террасы также и на материковом побережье, но, по мнению автора, морской генезис этих уровней недостаточно обоснован. Скорее всего, они представляют собой, как уже отмечалось, прибрежные континентальные пологонаклонные равнины, широко распространенные, например, по берегам Амурского лимана, в Южном Приморье и на других участках материкового побережья.

Аналогичные в принципе явления были рассмотрены выше для системы островных дуг. Несходство геоморфологического строения побережий островов Большой и Малой Курильских гряд, западного и восточного берегов Южного Сахалина объясняется различным геолого-тектоническим строением и неодинаковым режимом тектонических движений прибрежных зон.

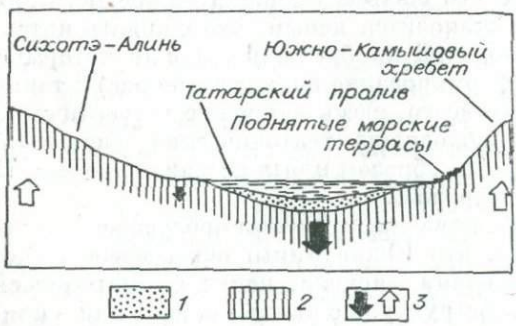


Рис. 16. Схема четвертичных тектонических движений района Татарского пролива. Составил А. П. Кулаков.

1 — четвертичные отложения Татарского прогиба; *2* — кровля дочетвертичных пород; *3* — векторы четвертичных тектонических движений (погружение, поднятие).

Голоценовая береговая линия материка, сформировавшаяся в результате тектонического погружения окраины континента и послеледникового подъема уровня морских вод, фиксирует максимальную для всего плейстоцена границу трансгрессировавшего морского бассейна. Море вплотную подошло к

горным хребтам окраины континента и внедрилось в сушу на участках депрессий. Вдоль современного побережья сейчас располагаются не только относительно стабильные и погружающиеся, но и интенсивно воздымающиеся структуры.

Высоких морских террас в пределах материка не наблюдается потому, что море в течение большей части плейстоцена располагалось на значительном расстоянии от современного побережья и приблизилось к нему в голоцене. Следовательно, высокие террасы здесь просто не успели образоваться. Можно предполагать, что они будут созданы в течение дальнейшей геологической истории, если, конечно, положение береговой линии сохранится примерно таким же.

Изложенный в этой главе материал приводит к следующим выводам.

Подтверждаются представления некоторых исследователей (Марков, Суетова, 1964, 1965; Battistini, 1968; Васильев, 1968; Федоров, 1969) о примерной одновысотности уровней моря (фаз межледниковых трансгрессий) и близости их к современному уровню, а также о прямой зависимости процесса формирования поднятых морских террас от тектонических движений прибрежных зон

Террасы образуются лишь в пределах тектонически воздымающихся морфоструктур, а на относительно «стабильных» или погружающихся побережьях они представлены лишь самыми низкими уровнями или отсутствуют совершенно Террасовые уровни островных дуг являются в целом межледниковыми, что подтверждается находками теплолюбивой фауны и флоры в их отложениях.

Вполне вероятен следующий механизм террасообразования: трансгрессировавшие морские воды вырабатывали прибрежные абразионно-аккумулятивные равнины, которые в дальнейшем, в процессе тектонического воздымания побережья, поднимались над уровнем моря и превращались в террасовые ступени.

Исключения из этого правила (имеются в виду данные японских исследователей о ледниковой природе некоторых поднятых террас) объясняются, возможно, интенсивными восходящими движениями островных дуг или же являются следствием региональных особенностей процесса террасообразования.

При формировании поднятых террас возможен разновременный отрыв прибрежных равнин от уровня моря, известный для многих побережий Мирового океана (Марков, 1967).

Влияние на процесс террасообразования гляциоизостатических движений (возникающих вследствие изменения нагрузки льда на суше и мощности морских вод в океане) представляется весьма вероятным, но эффект их пока что невозможно оценить.

К территориям, испытывающим такие движения, могут быть отнесены Камчатка и прилегающие островные дуги.

Резкое отличие геоморфологического облика материкового побережья от побережий островных дуг объясняется общим тектоническим погружением окраины континента в плейстоцене и последовательным надвиганием береговой линии моря на материк.

Этот процесс, очевидно, развивался неравномерно (благодаря гляциоэвстатическим колебаниям уровня океана) и достиг максимума в голоцене, будучи значительно усилен послеледниковым эвстатическим подъемом уровня морских вод.

Таким образом, в формировании современного геоморфологического облика материкового и островного побережий Охотского и Японского морей главная роль принадлежит тектоническим движениям земной коры и гляциоэвстатическим колебаниям морских вод. Среди них автор склонен придавать решающее значение региональным тектоническим движениям, действовавшим в четвертичное время и обеспечившим, с одной стороны, воздымание систем островных дуг (с образованием террасовых рядов на побережьях), с другой,—погружение окраины материка и расширение морских бассейнов в западном и северо-западном направлениях.

———

ГЛАВА III

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

В предшествующих главах были рассмотрены характерные черты геолого-геоморфологического строения и особенности развития побережий материка и островных дуг в четвертичное время, в том числе и происхождение поднятых береговых линий (морских террас). Однако круг вопросов, относящихся к проблеме колебаний уровня моря и изменения границ морских бассейнов в плейстоцене, гораздо более широк. Это, прежде всего,— стратиграфическое расчленение морских четвертичных отложений (в том числе отложений прибрежных террас) и корреляция их по всему побережью, амплитуды гляциоколебаний морских вод и погруженные береговые линии, корреляции морских террас с террасами речных долин материковой и островной суши, палеогеография рассматриваемых морских бассейнов в четвертичное время, «мосты» суши и миграция фауны и флоры с континента на островные дуги и обратно и целый ряд других не менее интересных и сложных вопросов. К сожалению, имеющиеся на сегодняшний день материалы не позволяют уверенно ответить на многие из них. В лучшем случае представляется возможным высказать лишь предварительные (и поэтому в значительной мере предположительные) соображения по существу некоторых из упомянутых проблем. По мнению автора, эти соображения, даже в их далеком от совершенства виде, могут быть полезны хотя бы с точки зрения постановки подобных проблем и направления дальнейших исследований.

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ ШЕЛЬФА ОКРАИНЫ МАТЕРИКА

Современная береговая линия материка сформировалась, как уже отмечалось, в голоцене, а следов более высоких и более древних береговых линий не обнаружено. Последние распола-

гаются значительно ниже уровня морских вод и представлены толщами прибрежно-морских и лагунных отложений плейстоцена и подводными террасами (а также другими формами подводного рельефа) в пределах материковой отмели (шельфа) и, возможно, континентального склона. Голоценовая береговая линия фиксирует, следовательно, максимальную для всего плейстоцена материковую границу расширяющихся морских бассейнов.

Особенно большие пространства занимает материковая отмель в Охотском море, где ширина ее достигает местами 200—220 миль, а внешний край лежит на глубине 170—350 м. Это почти плоская аккумулятивная и абразионно-аккумулятивная равнина с очень небольшими (доли градуса) уклонами (Удинцев, 1957).

На этой обширной подводной равнине при проведении геофизических работ обнаружены огромные (до нескольких километров) толщи рыхлых отложений, в кровле которых залегают слабо уплотненные недислоцированные осадки мощностью до 0,1—0,3 км с малыми скоростями сейсмических волн, отлагавшиеся, по-видимому, в плейстоцене (Зверев, 1964; Милашин, 1967). В районе Сахалинского залива мощность этих осадков, вероятно, значительно больше, так как здесь определено только одно значение скорости сейсмических волн (1,5 км/с), что говорит о рыхлости и однородности верхней части осадочной толщи, общая мощность которой достигает 7—8 км (Сычев, 1962, 1966). В целом для большей части охотского материкового шельфа характерны мощности осадочных отложений до 1—3 км с постепенным увеличением их от берега в глубь моря.

Материковый шельф Японского моря более узкий (ширина его обычно равна 10—20 км и лишь в районах заливов увеличивается до 80—100 км) и более крутой, а перегиб к материковому склону весьма отчетлив и располагается на глубине от 130 до 200 м (Зенкевич, 1961). Мощность рыхлых отложений здесь сравнительно невелика, и местами (например, по восточному склону Сихотэ-Алиня) встречаются участки скалистого дна, почти полностью лишенные осадков, но в заливах и эстуариях, судя по данным бурения в прибрежной зоне, мощность отложений достигает, по-видимому, 100 м и более.

В целом для поверхностных осадков материкового шельфа Охотского и Японского морей характерно постепенное уменьшение зернистости от берега к глубоководью (Безруков, 1960; Скорнякова, 1961). Однако донные отложения внешнего края шельфовой зоны часто оказываются более крупнозернистыми, чем отложения меньших глубин, что предположительно связано с выходом здесь сравнительно более древних осадков, накопившихся при ином, более низком положении уровня моря и его береговой линии (Гершанович, 1960).

Морфоструктуры (впадины и горные хребты) прибрежной материковой суши во многих случаях продолжаются на шельфе. Особенно хорошо это видно тогда, когда береговая линия проходит вкрест простирания основных геолого-тектонических структур побережья, как, например, в Южном Приморье и в северо-западном углу Охотского моря (на участке между Сахалинским заливом и Удской губой).

История формирования материковой отмели остается невыясненной до сих пор, поскольку неизвестно достаточно точно строение слагающих ее рыхлых осадочных толщ и мезо- и микроформ подводного рельефа. Высказанные на этот счет суждения не выходят за рамки гипотетических предположений. Бо́льшая часть исследователей, работавших в данном районе, склонна думать, что материковый шельф образовался в послеледниковое время в результате послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии океана и интенсивного абразионно-аккумулятивного выравнивания затопленной окраины континента (Удинцев, 1957; Зенкевич, 1961; Чемеков, 1957, 1961а; Канаев, Удинцев, 1961, и др.).

Однако с этих позиций трудно объяснить такие особенности геолого-геоморфологического строения шельфа, как значительную мощность рыхлых (четвертичных?) осадков в его пределах, исключительную выровненность подводного рельефа и большую ширину материковой отмели. Не в пользу предположения о послеледниковом происхождении шельфа свидетельствуют также данные о тектоническом погружении окраины материка в плейстоцене и близвысотности уровней моря (фаз трансгрессий).

Решение вопроса о формировании современного облика материкового шельфа тесно связано с проблемой древних береговых линий рассматриваемых морских бассейнов. Имеющиеся материалы позволяют высказать некоторые соображения на этот счет.

Рассмотрим предварительно в самом сжатом виде представления о строении материковых шельфов некоторых районов Земли.

Г. Менард (1966), ссылаясь на данные Д. Мура и Д. Кэррея, приходит к выводу об исключительной сложности как глубинной структуры, так и осадков континентальной террасы, считая, что различия в скорости седиментации и степени тектонических преобразований обусловливают в каждом отдельном случае специфическую направленность развития материковых окраин.

Это положение подтверждается на примере довольно хорошо изученных шельфов США, краткое описание которых приводится ниже. Большая часть атлантического шельфа США покрыта реликтовыми прибрежными песками, а лагунные, дельтовые

и эстуарные осадки приурочены главным образом к глубоким заливам. В районе устья р. Гудзон на шельфе выявлены древние береговые линии, получившие название линий Николса (в виде низкой гряды на глубине 130—165 м) и Франклина (на глубине 103—112 м). Предполагается, что первая из них отвечает низкому уровню моря в раннем висконсине (— 145 м) а вторая — уровню в позднем висконсине (около 18 000 лет назад).

Опираясь на данные геоакустического профилирования С. Кнотт и Г. Хоскинс (Knott, Hoskins, 1968) выделили в разрезе осадочной толщи шельфа северо-востока США пять отражающих горизонтов, которые они рассматривают как стратиграфические несогласия, разделяющие разновозрастные толщи плейстоцена. Самое нижнее (глубоко залегающее) несогласие предположительно отнесено к стадии небраска, а другие соответствуют канзасу, иллинойсу и висконсину. Формирование этих несогласий связывают с фазами морских регрессий, когда значительная часть шельфа осушалась и происходил размыв отложенных осадков. Кроме того, на шельфе обнаружены ледниковые и флювиогляциальные отложения, погребенные врезанные долины и гляциодислокации в осадках.

С поверхности атлантического шельфа США (с глубин до 120 м) рыбаки неоднократно поднимали зубы мамонтов и мастодонтов. Здесь же на морском дне (на глубине до 59 м) обнаружены пресноводные торфяники и торфяники соленых маршей, а на глубинах до 90 м найдены раковины *Crassostrea virginica* (Gmelin), которые обитали на глубине до 6 м. Возраст раковин и торфа, определенный по C^{14}, не превышает 11 000 лет. В торфяниках найдены ветки, семена и пыльца канадской ели и сосны а также пресноводные диатомовые. Зубы принадлежат мастодонту *Mammut americanum* (Kerr.), и, возможно, карликовым разновидностям мамонтов *Mammuthus primigenius* или *M. jeffersonii*. На основании этих данных можно говорить о том, что современный шельф около 15 000 лет назад представлял собой широкую прибрежную равнину, а затем был залит водами трансгрессировавшего моря. Предполагается неоднократное погружение территории под уровень моря в течение более ранних межледниковых эпох (Whitmore, Emery и др., 1967).

Шельф южного побережья США (район Мексиканского залива) является аккумулятивным, что обусловлено длительным (с дочетвертичного времени) прогибанием впадины Мексиканского залива и поступлением большого количества обломочного материала с суши (преимущественно за счет выносов р. Миссисипи). Предполагается, что мощность плейстоцена на внешнем крае материкового шельфа достигает 3000 м (Шепард, 1964; Бернард, Лебланк, 1968; Кэррей, 1968).

Тихоокеанский шельф США гораздо более узкий (от 1 до

50 км), но строение его не менее сложно. Так, на участке между мысами Мендосино и Консепшен геоакустическими исследованиями установлено существование мощной осадочной толщи, согласно залегающей на поверхности шельфа и материкового склона (Кэррей, 1968). В пределах калифорнийского шельфа отмечен пестрый литолого-фациальный состав осадков рыхлой толщи, а также обнаружены и закартированы древние береговые клифы и террасы, частично погребенные под современными осадками (Шепард, 1964). Г. Менард (1966) рассматривает материковую окраину района Нижней Калифорнии как типичный континентальный «бордерленд» с глыбовыми подводными хребтами и депрессиями, в настоящее время погребенный под осадками и выровненный. Вслед за другими исследователями он допускает погружение окраины под давлением толщи осадков, накопившихся у подножия склона.

В четвертичное время зона шельфа, так же как и вся полоса Тихоокеанского побережья США, испытала воздействие не только эпейрогенических, но и орогенических движений, которые создали здесь сложный комплекс складок и надвигов и привели к смещениям блоков по круто падающим разломам. Такие крупные разломы, как Сан-Андреас, Хейвард и др., сохраняют активность вплоть до настоящего времени (Кинг, 1968).

Таким образом, краткое описание шельфов США дает достаточно ясное представление об исключительной сложности и неоднородности геологического строения погруженных материковых окраин.

Этот вывод еще раз был подтвержден на проходившем в 1969 г. в Париже симпозиуме, посвященном проблемам континентальных шельфов и эволюции морских побережий (организованном ИНКВА и ЮНЕСКО).

В имеющемся кратком обзоре сделанных на симпозиуме докладов (Живаго, Невесский, 1970) привлекают внимание данные о строении четвертичных отложений шельфа. Так, для шельфов Аргентины, Австралии, Западной Европы доказано присутствие разновозрастных морских отложений плейстоцена и древних береговых линий, что свидетельствует о неоднократных трансгрессиях и регрессиях моря в пределах шельфа и, следовательно, о значительно более древнем по сравнению с позднеледниковым возрасте этой погруженной материковой окраины.

Строение шельфов различных районов земного шара и гипотезы об их происхождении достаточно подробно рассмотрены Ж. Буркаром (1953), Д. Г. Пановым (1963), Ф. Шепардом (1964), О. К. Леонтьевым (1968), К. Эмери (Emery, 1969) и др. Почти все они важную роль в формировании шельфа отводят не только эвстатическим колебаниям уровня океана, но и тектоническим движениям земной коры.

К решению вопроса о происхождении материковых шельфов Охотского и Японского морей можно было бы подойти, используя данные о строении шельфов сопредельных морей. Но о шельфах Желтого и Восточно-Китайского морей сведений очень мало, а шельф Берингова моря сильно отличается по многим показателям от шельфа Охотского моря. Например, на материковом побережье Охотского моря морские четвертичные отложения (кроме маломощных осадков голоцена) не обнаружены, береговая линия имеет очень молодой (голоценовый) возраст и фиксирует максимальную для плейстоцена границу трансгрессировавшего моря. В то же время на Чукотке и Аляске известны морские отложения и поднятые террасы не только четвертичного, но и верхнеплиоценового возраста (Петров, 1965, 1966; Hopkins, Mac Neil и др., 1965; Певе, Хопкинс, Гиддингс, 1968). Берингийский шельф неоднократно осушался в плейстоцене и выполнял роль «моста суши» между двумя континентами. На основании находок костей раннечетвертичных млекопитающих на северо-востоке СССР и сопоставления их с американскими видами намечаются две фазы берингийских миграций — в низах верхнего плиоцена (в конце астия или начале виллафранка) и в нижнем плейстоцене (возможно, в канзасе) (Шер, 1967). Мощность рыхлых осадков плиоцен-четвертичного возраста у бровки берингийского шельфа достигает нескольких сотен метров. Они залегают на отложениях плиоцена, миоцена, палеогена и верхнемеловых породах (Гершанович, 1969). Таким образом, геологическое строение и четвертичная история шельфа Берингова моря достаточно специфичны.

Опираясь на изложенные выше данные о строении побережий Охотского и Японского морей и литературные материалы об исследованиях материковых шельфов других районов, автор считает возможным высказать предположение о развитии материковой отмели в четвертичное время.

По мнению автора, окраина континента продолжала испытывать в плейстоцене унаследованное погружение, обусловленное, по-видимому, прогибанием сопредельных морских впадин. Последнее допускают многие исследователи, изучавшие эту территорию (Васильковский, 1962, 1968; Vassilkovsky, 1967; Менард, 1966; Menard, 1967; Сычев, 1966, 1968; Карташов, 1967).

И. П. Карташов (1967) рассчитал скорости осадконакопления и вычислил примерный возраст осадочных толщ различных участков дна Охотского моря. Это позволило ему высказать предположение о последовательном (начиная с олигоцена) расширении морского бассейна в северном и северо-западном направлениях, вызванном общим погружением впадины моря. Трансгрессия развивалась, по его мнению, неравномерно. Для плиоцен-антропогенового времени предполагается сравнительно

медленное погружение суши с полным уничтожением наземного рельефа.

С этих позиций наилучшим образом объясняются особенности строения и развития побережья материка. Береговая линия континента к началу плейстоцена располагалась, вероятно, где-то у окраины современного шельфа, во всяком случае, довольно далеко к востоку от современного побережья. В дальнейшем по мере продолжающегося тектонического погружения происходило постепенное смещение береговой линии в сторону суши, достигшее максимума в голоцене. Процесс сопровождался неоднократными гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, приводившими к периодическому затоплению и осушению зоны современного шельфа.

Именно благодаря неоднократным миграциям волноприбойной зоны, которая, как гигантский бульдозер, прокатывалась по территории шельфа в фазы трансгрессий и регрессий моря, осуществлялось абразионное срезание возвышенностей и заполнение впадин осадками, что и привело в конечном счете к выработке плоской субгоризонтальной подводной равнины. Вряд ли справедливо поэтому предположение о замедленном темпе морской трансгрессии в плиоцен-антропогене (Карташов, 1967) как причине исключительной выровненности рельефа материковой отмели, тем более что темп тектонических движений плейстоцена был, во всяком случае, не ниже такового для верхнего кайнозоя или даже превышал его (Штилле, 1957; Николаев, 1961; «The geologic development . . .», 1965; Кинг, 1968). Аналогичная картина характерна и для восточной окраины Евразии (Чемеков, 1960, 1966; Резанов, 1964; Баранова, Биске, 1964).

Сведений о положении береговых линий в ту или иную эпоху плейстоцена пока что нет. Можно только предполагать, что очертания их на шельфе Охотского моря были довольно сложными. Известно, например, что в районе Охотска (Северо-Западное Приохотье) в отложениях мареканской свиты найдены прослои морских осадков предположительно миоцен-плиоценового возраста (Резанов, 1964). В плейстоцене морской залив находился, вероятно, на некотором расстоянии от современного побережья, как предполагают Ю. П. Баранова и С. Ф. Биске (1964). Он занимал, по-видимому, район Северо-Охотского прогиба, для которого характерны большие мощности (до 6—7 км) осадочных отложений (Зверев, 1964). Отсюда море в фазы трансгрессий могло распространяться на юго- и северо-запад, в сторону Удской губы и Охотской приморской впадины.

Длительное время существовал, по-видимому, морской залив в пределах современного Сахалинского залива Охотского моря. Здесь установлена большая мощность не только осадочной толщи в целом (7—8 км) (Сычев, 1966, 1968), но и рыхлых

осадков с малыми скоростями сейсмических волн, слагающих верхнюю часть разреза (свыше нескольких сотен метров) (Зверев, 1964). Формирование последних связано, вероятно, с выносом обломочного материала Амуром, дельта которого на протяжении большей части плейстоцена могла располагаться в вершине Сахалинского залива. Это предположение представляется не лишенным основания, поскольку приуроченность мощных толщ рыхлых осадков на шельфе к устьям крупных рек подтверждена исследователями в различных районах земного шара (Шепард, 1964; Бернард, Лебланк, 1968, и др.)

Общей плейстоценовой трансгрессии моря на материк способствовал, по-видимому, сниженный наземный рельеф окраины континента. Море не встречало здесь, вероятно, достаточно высоких поднятий, которые могли бы служить препятствием для трансгрессировавших вод.

В пределах континентальной части юга Дальнего Востока СССР базисные полигенетические поверхности выравнивания развиваются по окраинам крупных межгорных и внутригорных депрессий в зоне относительной тектонической стабильности или преобладания погружений (Худяков, 1966, 1968б; Худяков, Никонова, 1967). Аналогичное выравнивание рельефа могло, вероятно, происходить и в переходной зоне от горного рельефа окраины континента ко впадинам прилегающих морей. Встречающийся местами в современной прибрежной зоне сниженный (холмисто-увалистый, мелкосопочный, равнинный) рельеф с корами выветривания на скальных породах может, по-видимому, рассматриваться как реликт более широко распространенной ранее базисной поверхности выравнивания, погруженной сейчас под уровень моря. С этих позиций подводная равнина шельфа является «вторичным» уровнем абразионно-аккумулятивного генезиса, наложенным на «первичную» денудационно-аккумулятивную поверхность субаэрального выравнивания.

Материковый шельф Японского моря гораздо у́же охотского шельфа и располагается в непосредственной близости к глубоководной впадине моря. Этим объясняются некоторые специфические черты его развития, заключающиеся прежде всего в том, что береговые линии различных эпох плейстоцена пространственно размещались, по-видимому, довольно близко друг к другу. Различия в геоморфологическом облике материковых шельфов Охотского и Японского морей обусловлены в первую очередь геолого-тектонической структурой этих зон. «Континентальная флексура» (этот термин обозначает всю переходную зону от прибрежной суши ко дну глубоководной котловины) в Японском море более крутая и, как предполагают многие исследователи, осложнена разломами. Последние особенно ха-

рактерны, например, для восточного побережья Кореи (Масайтис, 1964). Рельеф морского дна здесь напоминает «бордерленд» Тихоокеанского побережья США с его преимущественно глыбовыми подвижками по разломам (Шепард, 1964; Менард, 1966).

Итак, можно полагать, что современные плоские субгоризонтальные равнины материковых шельфов Охотского и Японского морей сформировались в четвертичное время в процессе унаследованного тектонического погружения окраины материка и гляциоэвстатических колебаний уровня океана. Это не исключает, разумеется, того, что морские бассейны могли распространяться в пределы этих территорий и в более раннее геологическое время.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ И ЭЛЕМЕНТЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Мы рассмотрели преимущественно высокие уровни моря и связанные с ними отложения и формы рельефа. Между тем изучение низких уровней моря не менее важно, так как в фазы ледниковых регрессий контуры морских бассейнов существенно изменялись, осушались большие площади и образовывались сухопутные «мосты» между континентом и островами, создавались благоприятные условия для миграций наземных животных и растений, происходил размыв морских отложений шельфа и накопление континентальных осадков, т. е. палеогеографический эффект колебаний уровня моря был достаточно велик. В то же время определить положение древней береговой линии, соответствующей той или иной регрессивной фазе плейстоцена, очень трудно. Все они располагаются на дне моря в пределах шельфов и недоступны прямому наблюдению. Поэтому при изучении амплитуд гляциоколебаний уровня океана в плейстоцене обычно принимают за основу изменения уровня моря между последним оледенением и послеледниковьем, поскольку положение береговых линий того времени достаточно надежно устанавливается по геологическим данным.

Расчеты, проведенные различными исследователями, позволяют предполагать, что падение уровня моря в эпоху последней ледниковой регрессии колеблется от 75 до 100 м (Флинт, 1963; Цейнер, 1963). Наиболее надежны, по-видимому, цифры, полученные К. К. Марковым и И. А. Суетовой (1965), поскольку при этом учтены данные последних исследований ледникового покрова Антарктиды. По их мнению, уровень моря в эпоху максимума оледенения был ниже современного на 110 м и в межледниковье поднялся выше этой отметки не более чем на 10 м. Расчетные данные достаточно хорошо согласуются

в целом с геологическими материалами, полученными для различных районов земного шара и свидетельствующими о положении уровня моря в фазу последней ледниковой регрессии (Флинт, 1963; Цейнер, 1963; Fray, Ewing, 1963; Kobayashi, 1965; Whitmore, Emery и др., 1967; Марков, 1967; Knott, Hoskins, 1968, и др.).

Д. Кэррей (1968), использовав результаты определения абсолютного возраста примерно 150 образцов (торфа, раковин, кораллов и т. д.), построил кривую колебаний уровня моря за последние 40 000 лет. По его мнению, максимальное поздневисконсинское понижение уровня моря произошло в интервале 20—17 тыс. лет назад, когда уровень морских вод достиг отметки по крайней мере 110 м.

Позднее Д. Миллиман и К. Эмери (Milliman, Emery, 1968) составили кривую колебаний уровня моря за последние 35 000 лет для Атлантического побережья США. На график затем были нанесены данные радиоуглеродных датировок (старше 8000 лет) для 38 образцов из 11 районов земного шара (рис. 17). Совпадение многих из этих точек с таковыми для атлантического шельфа США свидетельствует, по мнению указанных авторов, в пользу эвстатической природы полученной кривой. Значительно более низкое положение на графике трех точек (характеризующих юго-восточную часть Карибского моря) объясняется тем, что радиоуглеродному анализу были подвергнуты известковые водоросли и кораллы, которые могли обитать в глубоких водах. Практически те же материалы, но с детальным освещением четвертичных отложений и древних береговых линий атлантического шельфа и побережья были доложены Д. Миллиманом и К. Эмери в 1969 г. в Париже на симпозиуме по проблемам континентальных шельфов и эволюции береговых линий (Живаго, Невесский, 1970).

Амплитуды гляциоколебаний уровня океана более ранних эпох плейстоцена пока не подтверждены геологическими данными и принимаются обычно предположительно, по аналогии с установленными амплитудами для позднe- и послеледниковья. Гипотетическую кривую эвстатических колебаний уровня морских вод в четвертичное время предлагает, например, Р. Фейрбридж (Fairbridge, 1961), построивший ее, опираясь на данные Ц. Эмилиани о палеотемпературах морской воды (определенных по соотношению изотопов кислорода) и средней скорости осадконакопления пелагических фораминиферовых илов (рис. 18).

Ф. Цейнер (1963), используя имеющиеся данные о террасовых уровнях земного шара, построил схематизированный график высоких уровней моря (фаз трансгрессий). Он считает, что этот график, дополненный вычислениями объемов льда

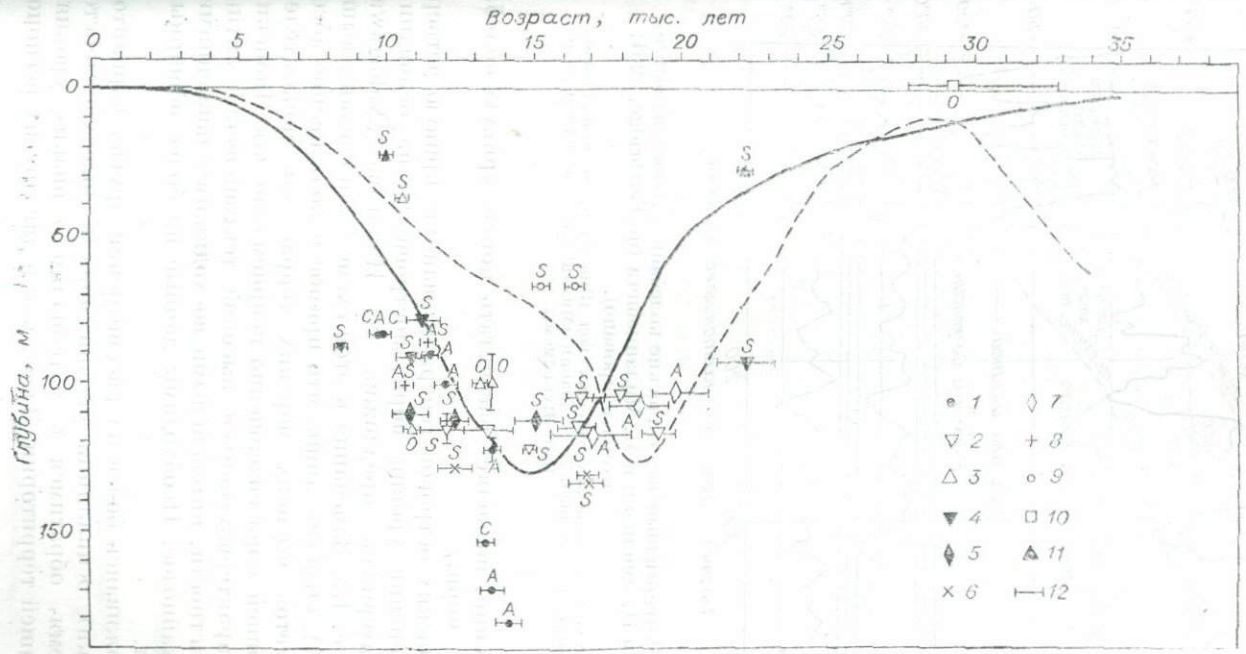


Рис. 17. **Глубина и возраст индикаторов уровней моря для всего мира.** *Сплошная линия* — кривая для атлантического шельфа США, штриховая линия — кривая уровня моря для шельфа Техаса (по Milliman, Emery, 1968).

1 — юго-восточная часть Карибского моря; *2* — западное побережье Мексики; *3* — банка Кэмпеч (Мексика); *4* — Панамский залив; *5* — Восточно-Китайское море; *6* — Австралия; *7* — Южная Калифорния; *8* — Нигерия; *9* — Аргентина; *10* — Багамские острова; *11* — Западное побережье Флориды; *12* — пределы абсолютных датировок; *A* — известковые водоросли; *C* — кораллы; *O* — оолиты; *S* — раковины.

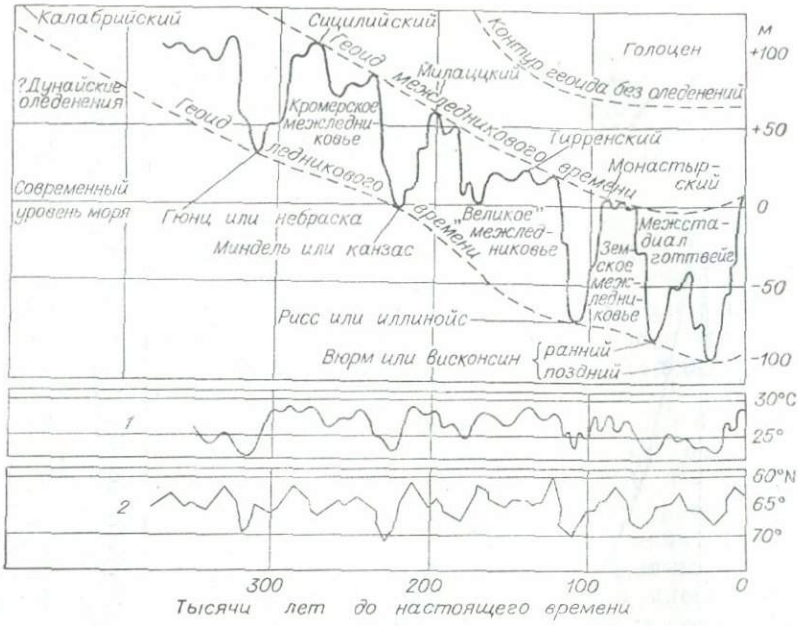


Рис. 18. **Четвертичные эвстатические колебания, сопоставленные с кривыми Ц. Эмилиани и М. Миланковича (по Fairbridge, 1961; схематизировано).**

1 — температура тропических морских вод (Эмилиани, модифицировано Фейрбриджем); *2* — солнечная радиация (Миланкович, модифицировано Ван- Вуркомсм).

эпох оледенений, позволяет рассчитать новую кривую колебаний уровня моря.

Для Японских островов генерализованную кривую четвертичных изменений уровня моря, построенную на основании местного материала, предложил Х. Накагава (Nakagawa, 1967) (см. рис. 15). Замечания к этой схеме были сделаны выше (см. главу II). Отметим лишь, что прямое использование абсолютных отметок высоких морских террас как показателей древних уровней моря совершенно неприемлемо для Японских островов, характеризующихся высокой тектонической активностью (в частности, интенсивными восходящими движениями) в верхнем кайнозое. Необходимы данные по более обширным территориям.

Не задерживаясь более на рассмотрении других вариантов гипотетических осцилляций уровня моря в доверхнеплейстоценовое время, обратимся к материалам о низких уровнях моря для нашей территории. Здесь, как и для других регионов

Земли, больше всего имеется данных о регрессивной фазе моря эпохи последнего оледенения.

На территории Японии последняя гляциоэвстатическая регрессия уровня моря вызвала врезание рек в прибрежной зоне (с формированием серий террас) и размыв более древних морских осадков, а последующий послеледниковый подъем морских вод (трансгрессия Юракутё или Джомон) привел к накоплению мощной (до 70—80 м и более) толщи преимущественно континентальных отложений (так называемых аллювиальных слоев) во впадинах побережья. *Во впадине Канто* обнаружены, например, древние долины, врезанные в породы неогена и имеющие две террасы—на глубинах 95 и 80 м ниже ур. м. Радиоуглеродные датировки органических остатков из этих отложений показали возраст более 15 000 лет («*Геологическое развитие Японских островов*», 1968). *Аналогичная* картина характерна и для других прибрежных впадин Тихоокеанского побережья Японии.

По данным Х. Накагава (Nakagawa, 1967), уровень моря в конце верхнего плейстоцена (примерно 18 000 лет назад) *был на 130 м ниже современного* (*см. рис. 15*). *Возраст* дан на основании радиоуглеродных датировок образцов из основания «аллювиальных отложений».

Такие же цифры приводят С. и Н. Фудзи (S. Fujii, N. Fuji, 1967), рассматривавшие послеледниковые колебания уровня



Рис. 19. Кривая послеледникового уровня моря для Японских островов (по S. Fujii, N. Fuji, 1967).

1—4 —фазы колебаний уровня моря; *A—G* — климатические фазы по данным палинологических анализов.

моря (рис. 19). Эти исследователи отмечают ограниченность сведений о низких уровнях моря в вюрме для Японии. В то же время они указывают, что при бурении скважины в Токио с глубины 126 м был поднят торф, возраст которого определен по C^{14} в 17 740±440 лет.

Х. Исеки (Iseki, 1966) использовал для определения величины снижения уровня моря в позднем вюрме данные о глубинах залегания днищ погребенных речных долин и аллювиальных конусов выноса различных районов побережья Японии. Приведенные им материалы показывают, что днища погребенных долин располагаются главным образом на 60—80 м, а окраины погруженных аллювиальных конусов выноса — на 45—80 м ниже современного уровня моря. На этом основании он считает, что уровень моря в эпоху последнего оледенения находился на глубине около 80 м ниже нуля. В самом деле, например, у р. Шинано (Центральная Япония) днище погребенной долины (вюрмского возраста) погружается в сторону моря до отметки около 65 м (Kobayashi, 1965). В то же время погребенная долина р. Сагами (Центральная Япония) опущена в устье почти на 100 м ниже ур. м. и прорезает кровлю среднеплейстоценовых отложений группы Сагами (Kaizuka, Moriyama, 1969).

М. Минато (Minato, 1966) на основании анализа имеющихся материалов построил кривую колебаний уровня моря за последние 70 000 лет. Максимальное снижение уровня моря было приурочено, по его мнению, к позднему вюрму (18—20 тыс. лет назад) и достигало примерно 140 м. Кривая колебаний для позднего вюрма и голоцена обеспечена абсолютными датировками образцов по радиоуглероду.

Интересные данные получены при изучении четвертичных отложений прибрежной низменности Ниигата (северо-западное побережье Японии). Кровля неогена залегает здесь на глубине в несколько сотен метров ниже уровня моря и перекрывается морскими лагунными и континентальными отложениями плейстоцена. Позднечетвертичные отложения имеют мощность 130—150 м и разделены на две группы — Нишиканбара (Nishikanbara) и Широне (Shirone) в восходящем порядке. Предполагается, что галечники слоя I (одного из шести галечниковых горизонтов плейстоценовой толщи) фиксируют низкий уровень моря (130—150 м ниже современного) эпохи раннего вюрма (26—31 тыс. лет назад). Несогласие в основании вышележащей группы Широне рассматривается как признак следующего снижения уровня моря (после предшествующего подъема) в интервале 20—25 тыс. лет до нашего времени (поздний вюрм). Видимо, снижение началось с глубины около 80 м и закончилось, достигнув уровня около 140 м. Вместе

с тем отмечается, что отложения верхнего плейстоцена слагают здесь очень сложный разрез, который включает много стратиграфических перерывов, вызванных колебаниями уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене (Minato, Suyama и др., 1967).

Наконец, с низким уровнем моря последней ледниковой эпохи связывают формирование подводных террас вокруг Японских островов. Считают, что береговая линия максимальной фазы регрессии совпадала приблизительно с краем современного островного шельфа, и в процессе снижения уровня моря образовались подводные террасы на глубинах 20, 40 и почти 130 м или 80 и 110 м.

Для шельфа Японских островов описываются три ступени плоских равнин — на глубине менее 20 м, 40—60 м и в пределах всей нижней части шельфа до его внешнего края. Самая глубокая ступень предположительно отнесена к эпохе раннего вюрма (более 20 000 лет назад), формирование более высокого уровня связывают с последней стадией оледенения, а верхний уровень — современный («The geologic development ...», 1965).

Есть и другие данные об отметках подводных террас Японии. Так, Х. Исеки (Iseki, 1969), ссылаясь на работы Ёшикава, приводит следующие глубины этих уровней: менее чем 40 м, 70—100 и 100—160 м. На южном побережье Хоккайдо террасы располагаются на глубинах 60, 100 и 140 м (Torii, 1968).

Приведенный выше фактический материал достаточно убедительно свидетельствует о низком стоянии уровня моря в эпоху последнего оледенения. Однако в количественной оценке максимума регрессии среди японских исследователей нет единодушия — приводятся цифры от 80 до 140 м ниже современного уровня моря. Очень важно, по мнению автора, следующее обстоятельство: во всех случаях такие неоспоримые доказательства крупной поздневюрмской регрессии океана, как погребенные речные долины, мощные толщи «аллювиальных отложений» и подкрепляющие их абсолютные датировки образцов, касаются исключительно впадин, что вполне естественно, так как именно в них формируются наиболее полные разрезы плейстоцена, содержащие максимальное количество геологической информации (особенно о низких уровнях моря). Но необходимо иметь в виду, что все эти районы (в рассматриваемом случае — впадины Тихоокеанского побережья Японии и район г. Ниигата) испытывали интенсивное унаследованное погружение в плейстоцене, что и привело к накоплению в их пределах мощных (от нескольких сотен до 1500 м) толщ осадков, образующих практически непрерывный разрез (в том числе и с нижележащими отложениями плиоцена). Эта особенность тектонического развития, несомненно, должна учитываться при оценке

колебаний уровня океана. Другими словами, необходимо, по мнению автора, ввести поправку, учитывающую скорость тектонического погружения впадин, что позволит, очевидно, более точно оценить величину последней регрессии. Для бассейна Канто темп погружения составляет, например, 1,3 м за 1000 лет («The geologic development...», 1965). Следовательно, за 17—20 тыс. лет, прошедших с начала послеледниковой трансгрессии Юракутё (Джомон), впадина Канто испытала погружение на 22,1—26 м, и на эту величину должна быть уменьшена цифра, показывающая снижение уровня моря в фазу последнего оледенения. Такие же поправки характерны и для других прибрежных впадин Японии.

На Сахалине наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрыт скважинами в Поронайской депрессии, в районе г. Поронайска (северное побережье залива Терпения). Общая мощность плейстоцена здесь 121,5 м, а максимальная мощность верхнего плейстоцена достигает 42,2 м (Александрова, Белецкая, 1965).

Отложения верхнего плейстоцена, вскрытые скважиной 1, представлены суглинками, глинами, песками с включениями гальки, часто обогащенными растительными остатками с раковинами морских моллюсков, с прослоями торфа.

По данным спорово-пыльцевого анализа, выделены лунский межледниковый (Q_3^1), анивский ледниковый (Q_3^2) и троицкий межледниковый (Q_3^3) климатические этапы, которым придается значение стратиграфических горизонтов верхнего плейстоцена. К отложениям эпохи последнего оледенения (мицулевский этап — Q_3^4) условно отнесены пески с галькой скважины 2, из которых с глубины 15,5—18,5 м определены спорово-пыльцевые комплексы, указывающие на распространение открытых разнотравно-осоковых пространств с кустарниковыми зарослями ольхи и березы и наземным покровом из зеленых мхов. В этих же отложениях с глубины 18—18,5 (скважина 2) обнаружен комплекс пресноводных диатомей (*Eunotia lunaris* (Ehr.) Grun., *E. praerupta* Ehr., *E. pectinalis* (Dillic? Kutz.) Rabenh., *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T., *Stauroneis* sp., *Pinnularia devergens* Ehr., *P. lata* (Breb.) W. Sm., *Cymbella turgida* (Greg.) Cl.), который свидетельствует о континентальных (озерных и аллювиальных) условиях осадконакопления. Для вышележащих (голоценовых) и нижележащих (верхнечетвертичных межледниковых) отложений характерны комплексы морских и солоноватоводных диатомей, а также морская фауна, что доказывает морской генезис осадков (Александрова, Белецкая, 1965).

Таким образом, на Сахалине имеются бесспорные следы

морской регрессии в конце верхнего плейстоцена, но судить о величине снижения уровня моря по представленным материалам нельзя. В Поронайской депрессии глубина залегания подошвы отложений мицулевского горизонта (Q_3^4) в скважинах 1 и 2 различна и составляет 12 и 33 м соответственно (Александрова, Белецкая, 1965), т. е. увеличивается к центру депрессии, где располагается русло р. Поронай. Вполне возможно, что это явление свидетельствует о формировании в эпоху последней регрессии врезанной долины, впоследствии заполненной осадками. В целом гораздо меньшая (по сравнению с Японией) мощность четвертичных отложений в Поронайской депрессии и незначительная глубина залегания здесь отложений второй верхнечетвертичной регрессии могут создать впечатление об относительно небольшом снижении уровня моря в эпоху последнего оледенения, хотя изложенные выше материалы по другим территориям приводят к иному выводу. Этот пример еще раз подчеркивает, по мнению автора, роль тектонического фактора в формировании прибрежных толщ и говорит о необходимости учитывать амплитуды тектонических движений того или иного знака при некоторых палеогеографических реконструкциях (в данном случае при восстановлении низких уровней моря).

Врезанные речные долины, погребенные под толщей прибрежно-морских и лагунных отложений верхнего плейстоцена (?) и голоцена (мощностью до 60—110 м), вскрыты скважинами в прибрежной зоне Южного Приморья и Северо-Восточной Кореи. В последние годы в Южном Приморье более или менее изучена лишь верхняя — голоценовая — часть упомянутого разреза. Мощность голоцена довольно значительна — от 15—20 до 40—60 м, и, по данным спорово-пыльцевого анализа (проведенного Л. П. Карауловой, Приморское геологическое управление), эта литологически единая пачка достаточно четко расчленяется на три стратиграфических горизонта (нижний, средний и верхний).

Нижележащие верхнечетвертичные отложения почти не изучены, а максимальные мощности их неизвестны. Есть основания полагать, что в Юго-Западном Приморье (где Б. И. Васильев в свое время пробурил скважину глубиной 60 м у оз. Дорицине, которая не достигла подошвы морского плейстоцена) могут быть встречены гораздо более мощные, чем установлены сейчас, и более древние, чем верхнечетвертичные, толщи морских четвертичных отложений. Такая же картина характерна, вероятно, и для побережья Северо-Восточной Кореи.

Таким образом, вскрытые скважинами на побережье материка разрезы не дают оснований судить о величине снижения уровня моря в эпоху последнего оледенения. Но в то же время

присутствие здесь погребенных врезанных речных долин, днища которых располагаются на глубине 40—60 м и более, позволяет думать, что уровень моря в то время снижался до гораздо больших глубин. Необходимо, однако, и в этом случае учитывать эффект тектонических движений, поскольку комплекс геолого-геоморфологических признаков определенно свидетельствует о нисходящем развитии прибрежной зоны материка в плейстоцене.

Итак, в пределах рассматриваемого региона (побережий Охотского и Японского морей) наиболее полные на сегодняшний день данные о низком уровне моря в эпоху последнего оледенения имеются лишь для территории Японских островов.

Бесспорными доказательствами низкого стояния уровня моря являются на побережьях погребенные врезанные речные долины и толщи «аллювиальных отложений» в депрессиях, абсолютные отметки днищ и подошвы которых колеблются обычно от 80 до 130 м, а послеледниковый возраст уверенно устанавливается многочисленными радиоуглеродными датировками. Менее надежными признаками регрессии служат подводные ступени островного шельфа, генезис и возраст которых не выяснены с достаточной точностью и требуют дополнительных исследований.

При оценке снижения уровня моря необходимо вводить поправку, учитывающую скорость тектонического погружения прибрежных впадин (в пределах которых изучено строение плейстоценовых толщ и выявлены погребенные речные долины). Эта поправка, если использовать данные японских исследователей о темпах погружения впадины Канто («The geologic development...», 1965; Sugimura, 1967), не должна превышать 20—30 м при условии, что послеледниковый подъем уровня моря продолжался в течение 17—20 тыс. лет. На этом основании автор считает наиболее приемлемым предположение о том, что уровень моря в эпоху последнего оледенения располагался примерно на 100—110 м ниже современного.

Эта оценка соответствует последним расчетным данным (Марков, Суетова, 1964, 1965), но несколько отличается (на 10—20 м) от цифр (120—130 м), предполагаемых американскими исследователями (Кэррей, 1968, Milliman, Emery, 1968) на основании изучения атлантического шельфа США. Необходимо иметь в виду, что и в том и в другом случае максимальная глубина понижения уровня моря определена недостаточно точно. Д. Кэррей (1968), например, считает, что «по-видимому, она достигла отметки по крайней мере 110 м» (стр. 454), но сам же определяет ее в 124 м. Атлантический шельф США, так же как и прибрежные впадины Японии, не был тектонически стабильным районом в течение плейстоцена, а испытывал по-

гружение, хотя и более медленное (Кэррей, 1968; Кинг, 1968; Newman, March, 1968; Sheridan, 1969). Эффект тектонического погружения должен, очевидно, учитываться и здесь, при изучении колебаний уровня моря, что и подчеркивают в своих работах американские геологи (Кэррей, 1968; Кинг, 1968, и др.).

При современном состоянии изученности вопроса о низких («ледниковых») уровнях моря сходимость предполагаемой для Японских островов величины позднеплейстоценовой регрессии с расчетными данными и материалами по атлантическому шельфу США представляется вполне удовлетворительной и не исключает возможности изменения названной цифры в ту или другую сторону в процессе дальнейших исследований. Судя по данным многих исследователей, морские регрессии более древних ледниковых эпох характеризуются примерно такими же (или несколько большими) цифрами. В фазы регрессий происходило осушение обширных пространств материкового и островных шельфов и формировались «мосты» суши, соединявшие острова с континентом и между собой. Прекрасным доказательством реальности подобных соединений служат остатки материковых видов наземных животных и растений, найденные в отложениях плейстоцена островных гряд.

Для территории Японии отмечается, во-первых, широкое распространение одних и тех же видов растений и животных на различных островах, несмотря на то, что последние разделены сейчас проливами. Во-вторых, среди фауны и флоры Японии имеются многочисленные более теплолюбивые и более холодолюбивые элементы, несвойственные современному климату, а также найдены реликты материковой фауны. Например, из раннеплейстоценовых отложений южных островов Рюкю известны остатки оленей *Muntiacus* и *Cervus*, которые являются иммигрантами с материка.

Парастегодоновая фауна виллафранкского типа обнаружена в Японии не севернее 37° с. ш. на побережье Японского моря, а на Тихоокеанском побережье не встречается нигде, кроме п-ова Босо (36° с. ш.). Она имеет сино-малайское происхождение и представлена материковыми видами оленей и слонами, причем последние преобладают («The geologic development. . .», 1965). В частности, Х. Отсука (Otsuka, 1967) описывает два новых вида оленей (подродов *Axis* и *Deperetia*), найденных в ранне- и среднеплейстоценовых отложениях Японии, и после проведенного исследования устанавливает их близкую связь с видами, известными для о. Ява и континентального Китая. На этом основании предполагается возможным существование сухопутной связи Японских островов и материка для раннего и среднего плейстоцена.

Для раннего плейстоцена отмечается также широкое проникновение на Японские острова умеренно холодной флоры из Маньчжурии и Кореи. Японские геологи приходят к выводу о том, что самая ранняя фаза плейстоцена была для Японских островов субконтинентальным временем, характеризующимся развитием устойчивых южных и юго-западных мостов суши.

В среднем плейстоцене отмечается широкое распространение по всем островам Японии слона *Palaeoloxodon naumanni*, остатки которого известны из многих районов Северного Китая, Маньчжурии и Кореи. Для времени верхней половины среднего плейстоцена считается возможной миграция субарктической флоры на о. Хонсю с севера по сухопутному мосту в эпоху похолодания климата.

В позднем плейстоцене в пределы о. Хонсю могла проникнуть со стороны Кореи такая фауна умеренно холодного типа, как дикая лошадь, гигантский олень, бизон и пр. В это же время на о. Хоккайдо мигрировал с севера (с Сахалина) *Mammuthus primigenius*. Остатки леммингов бореального типа в ассоциации с остатками волков и бурых медведей, обнаруженные в пещерных отложениях самого позднего плейстоцена на о. Хонсю, служат еще одним подтверждением сухопутной связи в северном направлении («Геологическое развитие Японских островов», 1968).

М. Минато (Minato, 1966) считает, что мамонтовая фауна переместилась на о. Хоккайдо с континента через о. Сахалин в ледниковую эпоху раннего вюрма, когда пролив Лаперуза (Сойя) представлял собой сушу. В это же время существовали, по его мнению, «мосты» суши на месте Сангарского и Корейского проливов. Ледниковую эпоху позднего вюрма он рассматривает как заключительную стадию «мостов» суши для Японских островов. Предполагается, что Японское море в то время было совершенно отделено от Тихого океана, а животные, растения и древние люди могли свободно мигрировать с севера на юг по всей островной гряде. В самом конце вюрма и в голоцене «мосты» суши были постепенно затоплены трансгрессировавшим морем (Minato, 1966). Зубы мамонтов *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Parelephas armeniacus* (Falconer) найдены также на Южном Сахалине (Гальцев-Безюк, 1964).

Итак, на основании изучения палеонтологических данных японские исследователи приходят к заключению, что в период от раннего до среднего плейстоцена Японские острова соединялись между собой непрерывными «мостами». В позднем плейстоцене острова Рюкю уже отделились от главных островов Японии, но все еще соединялись с материком узкими перешейками. В теплую фазу этой стадии перешейки были затоплены. Наконец, в голоцене Японские острова стали совершенно изо-

лированными («Геологическое развитие Японских островов», 1968).

Изложенный выше материал позволяет предполагать, что существование «мостов» суши определялось не только гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, но и тектоническими движениями земной коры, поскольку животные и растения мигрировали как в холодные (ледниковые), так и в теплые (межледниковые) эпохи плейстоцена; чаще всего это происходило в раннем и среднем плейстоцене. Во всех случаях находки остатков наземных животных являются, очевидно, более убедительным доказательством существования сухопутной связи островных дуг с континентом, чем данные о родстве флористических комплексов этих территорий. Известно, что растения могут мигрировать не только через «мосты» суши, но и путем переноса семян и плодов ветром, птицами и т. д.

Подъем уровня моря, последовавший за снижением его в фазу последнего оледенения, не был плавным, а сопровождался эпизодическими трансгрессиями или остановками, что и обусловило довольно сложные очертания послеледниковой кривой. Форма ее является дискуссионной до настоящего времени, несмотря на высокую степень изученности послеледниковых морских отложений различных районов земного шара.

Существующие представления о колебаниях уровня моря в течение последних 10 000 лет детально рассмотрел С. Джелгерсма (Jelgersma, 1967). Он отмечает, что мнения об изменениях уровня Мирового океана могут быть разделены на категории следующего содержания: а) уровень моря быстро повышался с конца атлантической стадии и превысил современный почти на 3 м, а в дальнейшем колебался с амплитудой около 6 м; б) уровень моря устойчиво повышался и достиг современного в интервале 3600—5000 лет назад; в) уровень моря в голоцене повышался, уменьшаясь со временем, но не был выше современного уровня.

Поддерживая идею о климатических флуктуациях в течение голоцена, С. Джелгерсма высказывает, однако, серьезные сомнения в том, что уровень моря будет быстро реагировать на столь небольшие климатические изменения. Процесс таяния остатков ледниковых щитов может продолжаться даже при небольших температурных осцилляциях, тогда как фауна и флора будут быстро приспосабливаться к ним. Он отмечает, что террасы многих островов и атоллов Тихого океана, которые рассматривались обычно как сформированные в результате подъема уровня моря в голоцене, имеют в действительности плейстоценовый возраст, что подтверждено абсолютными датировками по радиоуглероду. Во многих районах подъем голоценовых уровней вызван тектоническим воздыманием побережий, напри-

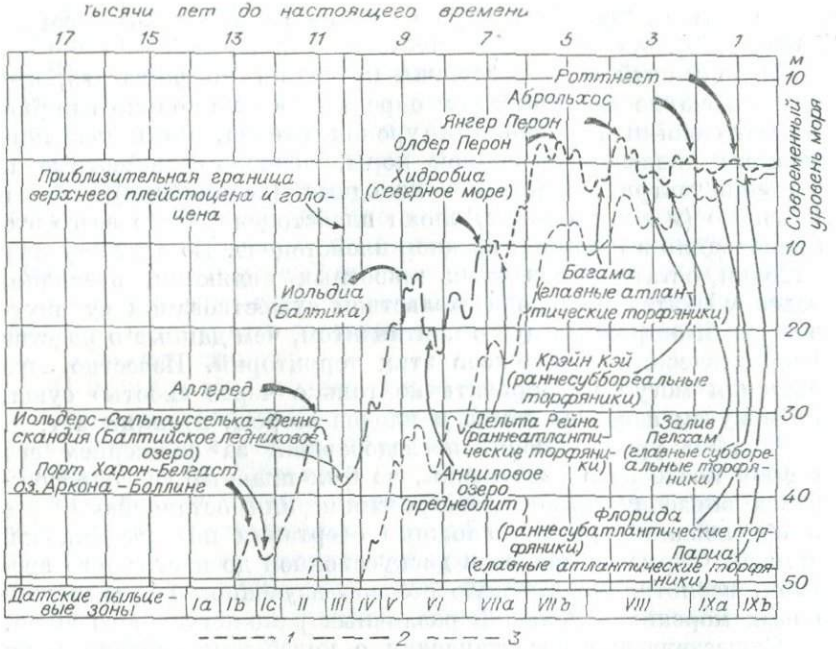


Рис. 20. Эвстатические колебания в течение фландрской (послеледниковой) трансгрессии (по Fairbridge, 1961; схематизировано).

1 — кривая абсолютного уровня моря; *2* — та же кривая, но менее доказанная; *3* — осредненная кривая для дельты р. Миссисипи.

мер, в Новой Зеландии, Северной Африке, Австралии. Критикуя кривую Р. Фейрбриджа (рис. 20), С. Джелгерсма обращает внимание на то, что у названного автора основанием для выделения низких фаз послужили торфяники в равнинных районах, тогда как для обоснования высоких фаз использованы данные о береговых линиях горных территорий.

Не подтверждается, по его мнению, также гипотеза стабильности уровня моря после 3—5 тыс. лет до настоящего времени (появившаяся в результате изучения голоценовых отложений побережья Мексиканского залива в США), поскольку последующие работы показали, что прибрежная равнина здесь относительно стабильна, а уровень моря постепенно повышается.

На основании анализа имеющихся материалов С. Джелгерсма (Jelgersma, 1967) приходит к выводу, что наиболее близкой к действительности является концепция повышения уровня моря, которую впервые предложил Ф. Шепард. Кроме того, он считает сомнительным крупные колебания уровня моря в период общего послеледникового его подъема и подчеркивает важную роль тектонических движений голоцена, влияю-

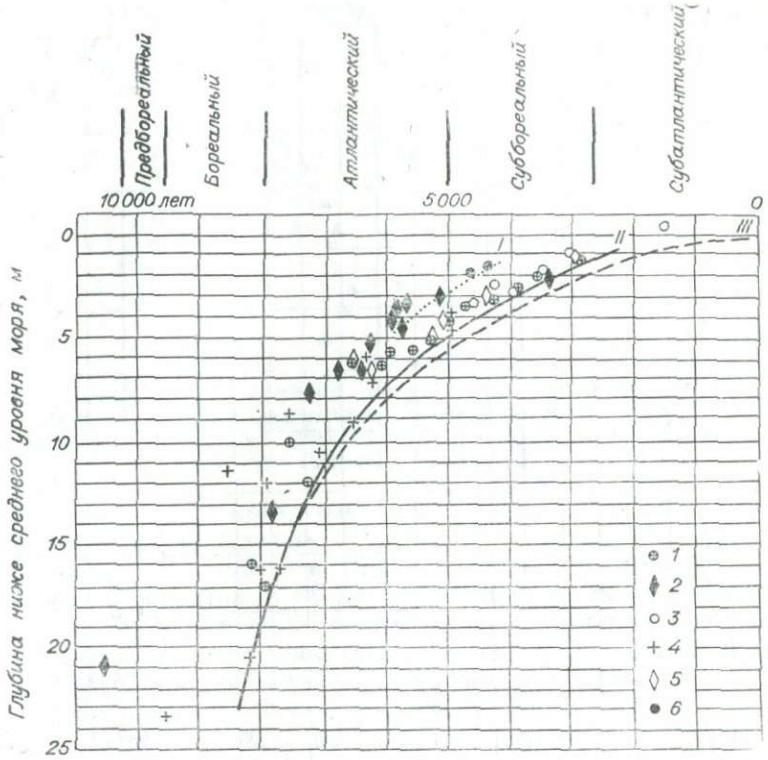


Рис. 21. График относительных изменений уровня моря в Нидерландах (по Jelgersma, 1967).

1 — Донкен; *2* — Зеландия; *3* — Свейле (береговые бары); *4* — Восточная и Северная Голландия; *5* — Фрисланд и Гронинген; *6* — Зеландия (подошва верхнего торфяника); *I—III* — кривые (*III* — осредненная).

щих на строение прибрежных толщ. Представленная им кривая подъема уровня моря в голоцене для Нидерландов (рис. 21) чрезвычайно сходна с графиком (рис. 22), составленным Ф. Шепардом для всего мира.

К таким же выводам относительно изменения уровня моря в голоцене пришли Ф. Шепард и Д. Кэррей (Shepard, Curray, 1967). Их возражения против гипотезы о более высоком, чем современный, уровне моря в голоцене основаны на последних фактических данных о плейстоценовом возрасте поднятых рифов и низких террас океанических островов и отсутствии признаков послеледникового высокого стояния моря в Австралии. На основании абсолютных датировок образцов из относительно стабильных районов Южной Флориды и побережья Нидерландов упомянутые ученые построили кривую постепенного повы-

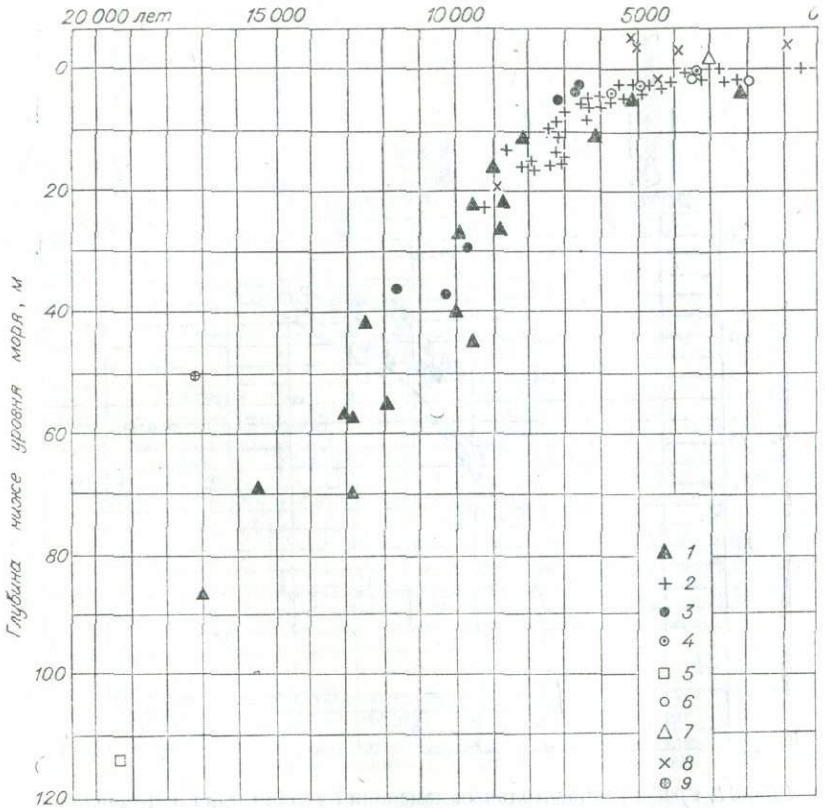


Рис. 22. Подъем уровня моря, подтвержденный радиоуглеродными датировками организмов и растений, которые обитали вблизи уровня моря, в относительно стабильных районах, по Ф. Шепарду, 1963 (по Jelgersma, 1967).

1 — *шельф Техаса*; *2* — *Голландия*; *3* — Восточная Аргентина; *4* — Юго-Западная Луизиана; *5* — Австралия; *6* — Флорида; *7* — Цейлон; *8* — Западная Мексика; *9* — шельф Западной Луизианы.

шения уровня моря до наших дней, резко отличающуюся от кривой Р. Фейрбриджа (рис. 23). Аналогичные данные они получили для побережья Техаса и Атлантического побережья США.

Ф. Шепард и Д. Кэррей подчеркивают также необходимость более осторожного использования исторических свидетельств о колебаниях уровня моря, ибо значительная часть их относится к районам землетрясений (Греция, Италия, Передняя Азия) или погружающихся дельт (Нил, Ефрат). Но некоторые из них не вызывают сомнений, например небольшое (0,5 м) повышение уровня моря в интервале примерно 200—900 лет н. э. Высказывается предположение, что низкие террасы

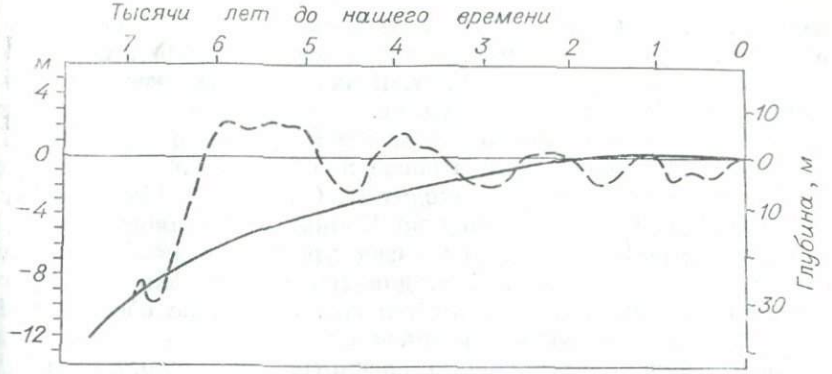


Рис. 23. Кривая изменения уровня моря в интервале 2—7 тыс. лет назад. Построена по данным для Нидерландов и побережья Мексиканского залива (исключая дельту Миссисипи). Штрихом показана кривая Р. Фейрбриджа (по Shepard, Curray, 1967).

некоторых морских побережий могут быть следствием этого незначительного «всплеска».

Японские исследователи придерживаются мнения о том, что в начале голоцена (4—6 тыс. лет назад) уровень моря был на несколько метров выше современного, а затем постепенно снизился. Так, судя по данным С. и Н. Фудзи (S. Fujii, N. Fuji, 1967), уровень моря повышался начиная с эпохи позднего вюрма (около 18 000 лет назад) с остановкой на глубине около 40 м (примерно 11—12 тыс. лет назад) и достиг максимума в несколько метров (не более 6 м) выше современного уровня около 6000 лет назад (см. рис. 19). Эти выводы подтверждены радиоуглеродными датировками образцов раковин, кораллов, торфа и древесины, показавшими абсолютный возраст в интервале 6360 ± 120—2870 ± 90 лет. Предполагается, что после фазы максимума уровень моря снизился почти на 2 м ниже нуля (около 3000—1500 лет назад), а затем вновь повысился до современного, в результате чего произошло затопление леса на некоторых участках побережья.

Представление о высоком (на несколько метров выше современного) стоянии уровня моря в голоцене разделяют все японские исследователи, что и отражено в последнем крупном исследовании о геологическом развитии Японских островов («The geologic development...», 1965). Справедливость этой концепции не подвергается сомнению даже для тех районов, где высокие голоценовые террасы образованы в результате вертикальных смещений суши во время крупных землетрясений. Так, Н. Енекура и др. (Yonekura и др., 1968) изучили голоценовые террасы северного побережья залива Сагами и южного побережья п-ова Босо, высота которых достигает 20—24 м

над ур. м. Судя по радиоуглеродным датировкам образцов раковин, кораллов и торфа, возраст террас колеблется в пределах 5100±400—8760±100 лет. Величину эвстатического снижения уровня моря в период после максимума голоценовой трансгрессии они оценивают в 6 м и считают, что общий подъем суши составил около 20 м за последние 6000 лет.

К такому же выводу приходит К. Ошима (Ohshima, 1968), изучавший район залива Ису на Хоккайдо. Он предполагает, что примерно 5—6 тыс. лет назад уровень моря был выше современного на 3±1 м, т. е. допускает несколько меньшую величину подъема. Эти данные, к сожалению, не обоснованы радиоуглеродными датировками.

Несколько более подробно рассмотрим сводную для всех Японских островов кривую эвстатических колебаний уровня моря (см. рис. 19), представленную С. и Н. Фудзи (S. Fujii, N. Fuji, 1967). Участок кривой, свидетельствующий о подъеме в голоцене уровня моря на несколько метров выше современного, подтвержден четырьмя абсолютными датировками образцов из поднятых террас следующих районов: Карийя, Аити; Кума, Тибу; Ширамицу, Кикаигасима; Наказато, Кикаигасима. Все эти районы, особенно Тибу (п-ов Босо) и Кикаигасима (острова Рюкю), известны интенсивными восходящими движениями в плейстоцене, продолжающимися и теперь. В то же время не учитываются результаты анализа тех образцов, которые располагаются на уровне моря или значительно ниже его.

Таким образом, для Японии характерна такая же картина, какую в свое время отметил С. Джелгерсма (Jelgersma, 1967), рассматривая кривую Р. Фейрбриджа (Fairbridge, 1961), а именно: представление о высоком уровне моря в голоцене, превышающем современный, основано на абсолютных датировках образцов из районов поднятий. Это вызывает необходимость более осторожного подхода к утвердившейся среди японских исследователей концепции послеледникового максимума уровня моря и к использованию ее для смежных территорий, особенно в свете последних данных об интенсивном воздымании Японской островной гряды в четвертичное время (Kaizuka, Sugimura и др., 1966; Hatori, Ishii, 1969).

Новые сведения о колебаниях уровня моря в голоцене были сообщены на VIII конгрессе ИНКВА в Париже в 1969 г. Так, Д. Хопли (Hopley, 1969а, б), изучавший береговые линии Австралии и Новой Зеландии, пришел к выводу, что для района в целом уровень моря приблизился к его современному положению около 6000 лет назад. Вместе с тем отмечается расхождение данных для различных районов и приводятся свидетельства высокого стояния уровня моря (от 1,8 до 4,8 м) в интервале 5500—3500 лет назад для многих участков побережья, а также

сведения о неоднократных небольших осцилляциях уровня в верхнем голоцене. По мнению Д. Хопли, тектонические движения побережий играют важную роль в формировании поднятых голоценовых террас, приводя местами к созданию аномально высоких уровней. В Новой Гвинее отмечается, например, терраса высотой 51,7 м, возраст которой надежно определен в 4500 лет.

А. Ньюман (Neumann, 1969) составил для Бермудских островов кривую колебаний уровня моря в голоцене, сходную с кривой, которую представил С. Джелгерсма (Jelgersma, 1967). А. Ньюман отмечает медленный подъем морских вод вплоть до настоящего времени (со скоростью 3,5 фута за 1000 лет), а также признаки небольшой регрессии моря в интервале 8500—9000 лет назад. Наконец, эта же проблема рассмотрена Г. Ричардсом (Richards, 1969) на примере Северной и Южной Америки. Детально исследовав Атлантическое побережье США и побережье Мексиканского залива, он не обнаружил доказательств высокого стояния уровня моря в голоцене. Поднятые голоценовые береговые линии в Бразилии, Аргентине, на Тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки могут быть, по его мнению, результатом тектонического и гляциоизостатического воздымания прибрежных зон.

Материалы по Южному Приморью и Сахалину пока что не могут в достаточной мере ни подтвердить, ни опровергнуть имеющиеся представления.

Низкие прибрежные равнины Южного Приморья вполне могли образоваться в конце голоцена, в процессе медленного, как предполагает С. Джелгерсма (Jelgersma, 1967), повышения уровня моря при интенсивном поступлении наносов с суши. Однако в этом случае трудно объяснить проникновение вверх по речным долинам морских отложений с морской фауной. Не исключено поэтому, что небольшая ингрессия моря здесь все же имела место и происходила она, вполне возможно, в начале нашей эры, как отмечают Ф. Шепард и Д. Кэррей (Shepard, Curray, 1967). Кроме того, в формировании низкой голоценовой террасы определенную роль сыграли, вероятно, восходящие тектонические движения многих участков современного побережья. Это стало возможно благодаря тому, что в голоцене, как уже отмечалось, морская трансгрессия достигла максимума за четвертичное время и море вплотную придвинулось к воздымающимся горным системам окраины материка.

В пределах Южного Сахалина голоценовая морская терраса высотой от 2—3 до 6—8 м хорошо развита по западному побережью у подножия Южно-Камышового хребта, где наблюдаются и более древние террасовые уровни четвертичного возраста. На восточном побережье, в частности у подножия Сусу-

найского хребта, этот уровень не прослеживается, здесь развиты исключительно современные формы. Приуроченность террасы к району поднятий и деформация ее вдоль берега моря (Кулаков, 1968а) указывают на решающую роль тектонических движений в формировании этой ступени.

Итак, имеющиеся материалы (особенно для территории Японии) вызывают сомнение в существовании фазы послеледникового эвстатического максимума 3—7 тыс. лет назад, когда уровень моря предположительно превышал современный на 4—6 м. Вполне возможно, что истинному положению вещей гораздо более отвечают представления С. Джелгерсмы (1967), Ф. Шепарда и Д. Кэррея (Shepard, Curray, 1967) и других исследователей, считающих, что уровень моря в голоцене постепенно повышался и что этот процесс продолжается до настоящего времени. Для окончательного решения вопроса необходимо углубленное изучение прибрежных голоценовых разрезов и массовые определения абсолютного возраста органических остатков из них.

В предшествующих главах и разделах рассматривались почти исключительно поднятые древние береговые линии, выраженные обычно террасами различной высоты и возраста и сформировавшиеся в фазы межледниковых морских трансгрессий четвертичного времени. Гораздо меньше данных о древних береговых линиях в регрессивные фазы, расположенных ниже современного уровня моря и доступных исследованию лишь в очень ограниченном числе случаев (главным образом благодаря бурению в прибрежной зоне или же геоакустическому профилированию на шельфе). Для рассматриваемой территории сведения о погруженных береговых линиях настолько схематичны, что не могут быть использованы для каких-либо палеогеографических выводов. Следами древних уровней моря являются, например, подводные террасы и гряды, установленные местами на различных глубинах на материковом шельфе и материковом склоне Охотского и Японского морей (Удинцев, 1957; Медведев, 1961; Соловьев, 1963), а также в пределах Сахалина, Курильских островов (Лавров, 1963; Канаев, 1959; Чемеков, 1961а) и Японии («The geologic development...», 1965; Iseki, 1966; Minato, Suyama и др., 1967, и др.).

Строение, генезис и возраст этих форм будут выяснены в процессе дальнейших исследований. Для островных дуг они являются, вероятно, следами регрессивных фаз моря, или, что также не исключено, фиксируют остановки или кратковременные регрессии в трансгрессивную стадию. В пределах материкового шельфа и склона картина будет, по-видимому, более сложной, так как фазы разновозрастных трансгрессий и регрессий неоднократно накладывались одна на другую.

Очертания морских бассейнов для различных эпох четвертичного времени можно восстановить только после изучения строения и возраста погруженных береговых линий.

Вместе с тем на основании изложенного можно наметить в самом общем виде контуры рассматриваемых морских бассейнов к началу четвертичного времени и установить принципиальную тенденцию их развития в плейстоцене. Эти предположения, естественно, гипотетические и не претендуют на достоверность, поскольку основаны на данных о геолого-геоморфологическом строении преимущественно наземной части побережий Охотского и Японского морей. Тем не менее они являются логическим выводом из представленного выше материала и достаточно верно, по мнению автора, отражают некоторые принципиальные особенности четвертичной геологической истории этих территорий.

Итак, предполагается, что к концу плиоцена — началу четвертичного времени береговая линия материка располагалась где-то в районе бровки современного материкового шельфа, во всяком случае, на значительном (особенно для Охотского моря) удалении к востоку от современного побережья (рис. 24). Морские заливы существовали, очевидно, в пределах Северного прогиба и Сахалинского залива Охотского моря и в Татарском проливе. Северный Сахалин, по-видимому, соединялся с материком, и в его пределах накапливались толщи грубообломочных осадков, принесенных (Амуром?) с запада (Размыслова, 1963). Большая часть материкового шельфа Северо-Западного Приохотья была сушей, где существовали крупные речные системы палео-Уды, палео-Охоты и других рек, объединявшие разрозненные в настоящее время речные бассейны. На материковом побережье Японского моря береговая линия начала плейстоцена располагалась, вероятно, сравнительно близко (в 10—50 км, местами и более) от современной.

В дальнейшем в связи с тектоническим погружением окраины материка началось общее наступление моря на сушу, сопровождаемое гляциоэвстатическими трансгрессиями и регрессиями с амплитудой предположительно до 100—120 м. Периодические колебания уровня моря способствовали интенсивному абразионно-аккумулятивному выравниванию затопленной суши и формированию плоской субгоризонтальной равнины материковой отмели (шельфа). Этот процесс продолжался, по-видимому, в течение всего плейстоцена и достиг максимума в послеледниковье, когда благодаря длительному прогибанию окраины континента и общему гляциоэвстатическому подъему морских вод береговая линия вплотную приблизилась к горным системам окраины Евразии и море внедрилось в сушу на участках депрессий.

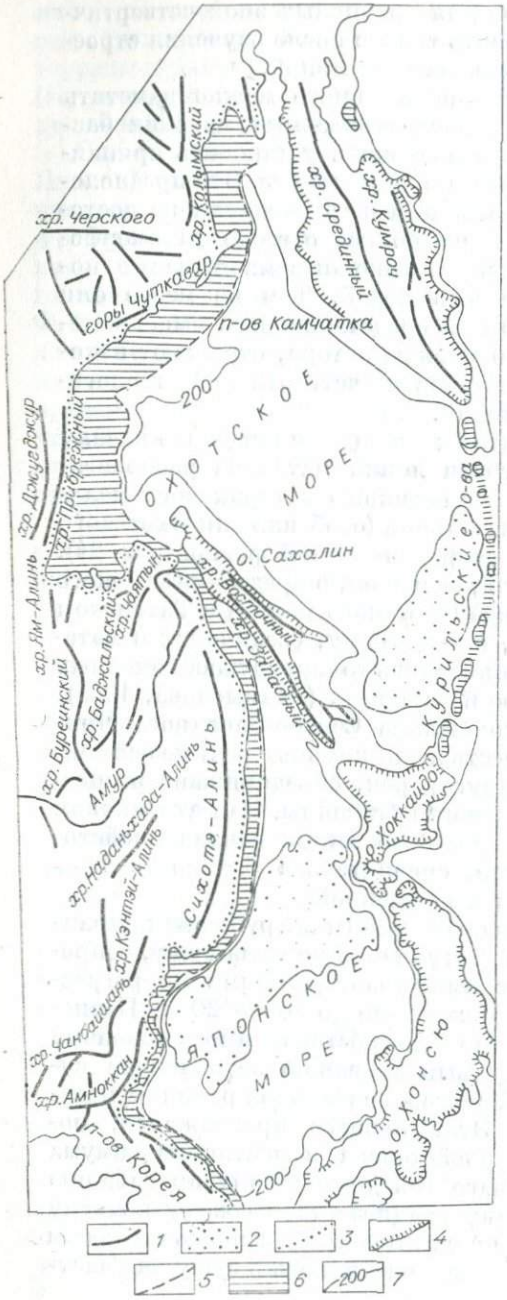


Рис. 24. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Составил А. П. Кулаков.

1 — горные хребты окраины континента; *2* — глубоководные впадины морей; *3* — современная береговая линия континента с низкой голоценовой террасой и современными аккумулятивными и абразионными формами; *4* — береговые линии системы островных дуг, выраженные разновысотными террасами четвертичного возраста; *5* — предполагаемая береговая линия континента конца плиоцена—начала четвертичного времени; *6* — окраина материка, испытавшая тектоническое погружение в четвертичное время и преобразованная в материковую отмель; *7* — изобата 200 м.

Особенно значительные палеогеографические изменения произошли в четвертичное время в Северо-Западном Приохотье, где были затоплены большие площади суши, расчленены и погружены под уровень моря крупные речные системы, например, пра-Уды, пра-Охоты и др. От них сохранились сейчас лишь верхние звенья гидросети. Продолжающееся прогибание впадин Сахалинского залива, Амурского лимана, пролива Невельского и прогиба Татарского пролива привело в конечном счете к отделению Сахалина от материка. Это случилось, видимо, в конце плейстоцена — голоцене.

Последовательная (снизу вверх по течению) «ампутация» речных систем была характерна в четвертичное время также и для рек материка, впадающих в Японское море. Но затоплению здесь подвергались гораздо меньшие (по сравнению с Приохотьем) площади суши.

Островная граница морей, проходящая по системе островных дуг, оставалась в четвертичное время практически без изменений. Об этом свидетельствуют разновысотные и разновозрастные морские террасы, формировавшиеся здесь в течение всего четвертичного времени и располагающиеся, как правило, в целом в непосредственной близости друг к другу.

В фазы гляциоэвстатических морских регрессий (амплитуды которых достигали, вероятно, 100—120 м) осушались значительные площади морского дна, восстанавливались прежние речные системы, возникали «мосты» суши между островами и материком, и создавалась, таким образом, благоприятная обстановка для миграций животных и растений. Наиболее крупными по масштабу эти явления были, по-видимому, на материковом шельфе Северо-Западного Приохотья, где снижение уровня моря приводило к осушению громадных территорий субгоризонтальной шельфовой равнины.

Для Японских островов и Сахалина существование «мостов» суши во многом было обусловлено не только колебаниями уровня океана, но и тектоническими движениями земной коры, так как миграции происходили не только в холодные, но и в теплые эпохи плейстоцена. Границы морей в фазы гляциоэвстатических регрессий пока что установить невозможно.

Происходивший в четвертичное время процесс становления современного геоморфологического облика морских побережий связан, по мнению автора, прежде всего с геолого-тектоническим развитием впадин рассматриваемых краевых морей, а именно, с продолжающимся тектоническим прогибанием последних и вовлечением окраины континента в движения отрицательного знака. Прогибание впадин, как считают многие исследователи (Васильковский, 1962, 1968; Менард, 1966; Сычев, 1966, 1968; Карташов, 1967, и др.), началось по крайней

мере в кайнозое, и движения плейстоцена являются, следовательно, унаследованными.

Все сказанное подтверждает предположения К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1964, 1965), а также и других исследователей о том, что в фазы гляциоэвстатических трансгрессий плейстоцена уровень моря оставался близким к современному, а в фазы регрессий опускался на 100—110 м ниже его. Вместе с тем выяснилась неправомочность гипотезы Г. У. Линдберга (1955, 1965), предполагавшего крупные (до нескольких сотен метров) эвстатические колебания уровня океана и как следствие их крупнейшие палеогеографические изменения в пределах акваторий морей и прилегающей к ним суши. Однако данные Г. У. Линдберга (1955) о родстве фаун пресноводных рыб речных систем материка и некоторых островов не потеряли своего значения и могут быть использованы с учетом нового геолого-геоморфологического материала, накопленного за последние годы.

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В исследовании древних береговых линий Охотского и Японского морей сделаны лишь первые шаги. Круг вопросов, относящихся к этой проблеме, очень велик, и изложенные выше материалы освещают далеко не все из них и далеко не с той степенью детальности, которая была бы желательна. Поскольку работы, так или иначе связанные с этой темой, продолжаются и, вероятно, приобретут еще бóльший размах (благодаря повышенному вниманию к минеральным ресурсам шельфа), представляется полезным наметить те «ключевые» вопросы, которые должны быть, по мнению автора, разрешены в первую очередь.

Наиболее важной задачей является комплексное стратиграфическое изучение опорных разрезов морского плейстоцена побережий Охотского и Японского морей. Значение таких исследований, служащих фундаментом для дальнейших геологических выводов и палеогеографических построений, достаточно ясно. Между тем в пределах советской части рассматриваемой территории опорные разрезы пока что немногочисленны и не позволяют в должной мере осуществить стратиграфическое расчленение и корреляцию морских плейстоценовых отложений (в том числе и прибрежных террас).

Так, в Южном Приморье только в последние годы развернулось детальное изучение морских (главным образом голоценовых) отложений прибрежной зоны. На Сахалине известен опорный разрез морского плейстоцена в Поронайской депрес-

сии, но слабо изучены широко развитые по берегам острова морские террасы. В строении последних принимают участие аллювиальные, дельтовые и прибрежно-морские, преимущественно грубообломочные осадки, чрезвычайно бедные в отношении каких-либо палеонтологических остатков, поэтому поиски опорных разрезов различных по возрасту террасовых уровней здесь совершенно необходимы. Примерно такая же картина характерна для Курильских островов, где морские террасы и морской плейстоцен изучены в целом весьма схематично. Значительно больше данных имеется о строении террас восточного побережья Камчатки и о. Карагинского, где местами проводились детальные геоморфологические и палеонтологические исследования. В то же время западное побережье полуострова почти не изучено.

Особенно интересный объект для исследований, по мнению автора, Курильские острова, так как там можно ожидать, судя по имеющимся данным, хороших разрезов морских террас различного возраста, подобно тому как это имеет место в Японии. Во-вторых, Курильская гряда и Камчатка могут быть тем «мостом», благодаря которому возможно осуществить корреляцию разрезов морского плейстоцена (в том числе и морских террас) Японии, Чукотки и Аляски, т. е. создать единую для всей северной окраины Тихоокеанского кольца схему стратиграфии плейстоцена. Это позволит, в свою очередь, приблизиться к решению многих дискуссионных вопросов четвертичной геологии и палеогеографии рассматриваемой территории.

При современном состоянии наших знаний по этой проблеме вряд ли возможны сколько-нибудь обоснованные корреляции древних береговых линий столь широкого плана. Проведенные в последние годы исследования привели к выводу о главенствующей роли четвертичных тектонических движений в формировании последовательности поднятых морских террас на побережьях, т. е. позволили установить прямую зависимость абсолютных отметок и числа террасовых ступеней от режима тектонических движений того или иного участка побережья. Поэтому корреляции террасовых уровней, построенные по принципу, выдвинутому Ф. Цейнером (1963) (на основании сходства абсолютных отметок одновозрастных террас), являются, по мнению автора, неприемлемыми. К ним относятся, например, предложенная в свое время Ю. Ф. Чемековым (1961а) система цикловых береговых линий и террас дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана; аналогичная схема автора (Кулаков, 1965) для Охотского моря и представленная недавно В. К. Грабковым (1969) схема морских террас Курильской гряды, сопоставляемая со стратотипическим разрезом морского

плейстоцена на Аляске. Для доказательства сопоставимости террасовых рядов, даже сходных по геологическому строению и тектоническому режиму регионов, необходимо изучить разрезы террас и проследить одновозрастные уровни на больших расстояниях (например, вдоль всей Курильской гряды).

В то же время поднятые террасовые ряды могут служить в силу особенностей их формирования хорошим показателем направленности и интенсивности тектонических движений побережий.

Наконец, северотихоокеанскую (1,5—3 м) и камчатскую (4—8 м) древние береговые линии, предлагаемые Ю. Ф. Чемековым (1961а), трудно выделить не только потому, что абсолютные отметки их различны на побережьях различного тектонического режима. В редакционном примечании к его статье совершенно справедливо отмечается, что отнесение аккумулятивных террас высотой до 7—8 м к древним вообще ошибочно, так как образующиеся на современных берегах аккумулятивные формы часто достигают указанной величины за счет интенсивного волнения. Такие формы (штормовые валы и их серии, образующие штормовые террасы) высотой до 6—8 м широко распространены, например, в Северо-Западном Приохотье.

При детальном изучении опорных разрезов морского плейстоцена совершенно необходимы абсолютные датировки возраста осадков, так как в первую очередь благодаря им становятся возможными региональные, межрегиональные и планетарные корреляции отложений и событий плейстоцена.

Не менее важное значение при изучении четвертичной геологической истории рассматриваемых морских бассейнов имеют исследования рельефа и осадков морского дна, главным образом шельфа и подводных склонов материка и островных дуг. Особенно большой интерес представляет, как уже отмечалось выше, чрезвычайно широкий материковый шельф Охотского моря, который, к сожалению, практически остается до сих пор белым пятном при изучении плейстоцена. Между тем именно на шельфе должны сохраниться следы древних береговых линий трансгрессивных и регрессивных фаз моря, представленные формами рельефа и толщами осадков (подобно тому, как это установлено, например, для атлантического шельфа США). Для изучения их необходимы прежде всего детальные геоакустические исследования верхней части разреза осадочной толщи (плиоцен-четвертичного возраста) по профилям, секущим шельф, с привязкой их к опорным разрезам плейстоцена на суше.

Большое значение для построения единой стратиграфической шкалы плейстоцена рассматриваемых районов имеют исследования длинных колонок глубоководных отложений

Охотского и Японского морей. Высокая эффективность подобных работ уже доказана (Жузе, 1957, 1962; Коренева, 1957; Саидова, 1957; Чемеков, 1960, 1961а), и, несомненно, они должны быть продолжены в дальнейшем. Бо́льшее внимание в этом отношении следует уделить материковой отмели, для которой известны сейчас лишь единичные короткие колонки донных осадков.

Детальные комплексные исследования морских четвертичных отложений побережий и дна Охотского и Японского морей позволят в конечном счете осуществить корреляцию отложений и событий плейстоцена не только для рассматриваемой территории, но и для сопредельных морских бассейнов и внутренних районов континента.

Из многих других вопросов, прямо или косвенно связанных с колебаниями уровня моря и формированием современного облика морских побережий, наиболее интересны, по мнению автора, следующие: условия формирования поднятых и погруженных морских террас, низкие (ледниковые) уровни моря, послеледниковые уровни моря, колебания морских вод и речные террасы, базисные поверхности выравнивания надводной и подводной окраин материка, четвертичные тектонические движения побережий и морского дна, палеогеография морских бассейнов (изменения климата и температуры морских вод, палеогеографический эффект гляциоколебаний уровня моря и тектонических движений, миграции животных и растений и т. д.).

Часть из них была рассмотрена в предлагаемой работе в свете имеющихся на сегодняшний день фактических данных, но, конечно, окончательно решить все вопросы, касающиеся формирования древних береговых линий Охотского и Японского морей, можно только в процессе дальнейших более детальных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проанализирован большой фактический материал, полученный в результате собственных исследований и взятый из литературных источников. Этот материал неравноценен по качеству для различных районов и далеко не исчерпывает решения проблемы формирования древних береговых линий Охотского и Японского морей. Тем не менее проведенные работы позволили установить основные закономерности геоморфологического строения и особенности развития материкового и островного побережий рассматриваемых морей в четвертичное время и с новых позиций подойти к выяснению некоторых важных вопросов геологии региона. Полученные итоги подтвердили правильность первоначально намеченного методического подхода к решению поставленной проблемы, который заключался в изучении и последовательном сопоставлении древних береговых линий в зонах, разнородных по геолого-тектоническому строению и истории геологического развития. Результаты исследований сводятся в основном к следующему.

1. Геоморфологическое строение материкового и островного побережий Охотского и Японского морей различно. Если в пределах островных дуг развиты разновозрастные морские террасы, образующие террасовый ряд, а во впадинах прибрежной зоны накоплены мощные толщи морских отложений, то на побережье материка высокие террасы отсутствуют, а морские четвертичные отложения залегают главным образом ниже уровня моря. Комплекс геолого-геоморфологических признаков свидетельствует в целом об интенсивном воздымании островных гряд и трансгрессивном состоянии окраины континента.

2. Проведенные исследования подтверждают представления ряда ученых о примерной одновысотности уровней моря (фаз межледниковых трансгрессий) и решающей роли восходящих тектонических движений прибрежных морфоструктур в формировании последовательности поднятых террас (террасового ряда) на морских побережьях.

3. Современное побережье материка и субгоризонтальная равнина материкового шельфа образовались в процессе четвертичного тектонического погружения окраины континента и длительной пульсирующей трансгрессии моря. Голоценовая береговая линия фиксирует максимальную для всего плейстоцена границу трансгрессировавшего морского бассейна.

4. Величина снижения уровня моря в эпоху последнего оледенения оценивается предположительно в 100—110 м (с поправкой на тектоническое погружение прибрежных впадин Японских островов). Эта величина соответствует расчетным

данным К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1964, 1965) и близка к цифрам, предлагаемым американскими исследователями.

5. Есть основания сомневаться в том, что уровень моря в фазу послеледникового эвстатического максимума был, как считают японские геологи, на 3—6 м выше современного уровня. Вероятно, более близка к действительности концепция постепенного повышения уровня моря в голоцене, сторонниками которой являются С. Джелгерсма (Jelgersma, 1967), Ф. Шепард и Д. Кэррей (Shepard, Curray, 1967) и др.

6. Гляциоколебания морских вод приводили к существенным палеогеографическим изменениям в прибрежной части рассматриваемых морей. Так, в фазы регрессий моря, когда уровень его опускался на 100—110 м ниже современного, осушались большие площади шельфа (особенно в Северо-Западном Приохотье), восстанавливались прежние речные системы, формировались «мосты» суши между островами и материком, происходили миграции животных и растений. Существование «мостов» суши определялось не только колебаниями уровня океана, но и тектоническими движениями земной коры.

7. В четвертичное время происходило в целом тектоническое воздымание систем островных дуг и погружение окраины континента с постепенным надвиганием береговой линии на континент. На этом тектоническом фоне развивались гляциоколебания уровня океана. Островная граница морей оставалась в плейстоцене практически без изменений. Контуры морских бассейнов для различных эпох плейстоцена пока что не могут быть установлены, так как для этого необходимы данные о погруженных береговых линиях моря.

Проведенные работы являются очередной ступенью в региональных исследованиях древних береговых линий и четвертичной геологической истории Охотского и Японского морей. Они позволили, несмотря на слабую изученность значительной части территории и недостаточный объем фактического материала, дать правильное, по мнению автора, объяснение наиболее существенных сторон геологического развития региона в плейстоцене. Для более углубленного исследования различных проблем четвертичной стратиграфии, тектоники, палеогеографии необходимо прежде всего детальное стратиграфическое изучение опорных разрезов морского плейстоцена побережий и дна рассматриваемых морей.

Дальнейшие работы по проблеме формирования древних береговых линий Охотского и Японского морей могут оказать существенную помощь геологической практике, например, при поисках россыпных месторождений различных минералов на шельфе. Данные о пространственном положении древних береговых линий и палеоречных систем в пределах материкового шельфа позволят, в частности, повысить целенаправленность и эффективность поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов А. А. Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Новые данные о строении толщ современных прибрежных отложений.— Океанология, 1964, т. 4, вып. 5.

Александров С. М. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры о. Сахалина.— Сов. геология, 1962, № 2.

Александров С. М., Леонтьев О. К. Закономерности неотектонических проявлений на побережье и шельфе Сахалина.—Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., «Недра», 1969.

Александрова А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений о. Сахалина. Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.

Александрова А. Н., Белецкая С. В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Поронайской депрессии.— Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., «Недра», 1965.

Александрова А. Н., Морозова В. Ф., Соколова П. Н. Палеоботаническая характеристика и стратиграфия четвертичных отложений юга Дальнего Востока и о. Сахалина. Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966.

Алексейчик С. Н. Новейшие тектонические движения о. Сахалина.— Докл. АН СССР, 1952, т. 83, № 2.

Алексейчик С. Н. Краткий орогидрографический очерк и вопросы происхождения рельефа в северо-восточной части Сахалина.— В сб. Геология и геохимия, 1958. № 2 (VIII).

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М., «Наука», 1964.

Барановская З. И. К вопросу о колебаниях береговой линии Амурского залива.— Изв. ГГО, 1934, т. 66, вып. 6.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32.

Бернард Х., Лебланк Р. Обзор четвертичной геологии прибрежных равнин северо-западной части Мексиканского залива. Четвертичный период в США, т. 2. М., «Мир», 1968.

Берсенев И. И. Основные черты геологического строения и верхнемеловая и кайнозойская история геологического развития Южного Приморья. Автореф. канд. дисс. М., 1956.

Берсенев И. И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья.— Информ. сб. Приморского геологического управления, № 4. Владивосток, 1963.

Берсенев И. И. История геологического развития.— Геология СССР, т. 32, ч. 1, гл. 8. М., «Недра», 1969.
Беспалый В. Г. Четвертичные отложения Восточно-Сахалинских гор и Тымь-Поронайской равнины. Автореф. канд. дисс. Л., 1964а.
Беспалый В. Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах о. Сахалина и Курильской островной дуги.— Докл. по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока, вып. 1. Л., 1964б.
Беспалый В. Г., Зданская Г. Г., Соловьев В. В. Стратиграфия четвертичных отложений Сахалина и сопредельных районов материка по данным спорово-пыльцевого анализа.— Матер. по четвертичной геол. и геоморфол. СССР. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 145, вып. 6. Л., 1967.
Бондаренко Е. В. Отчет о рекогносцировочных геоморфологических исследованиях летом 1930 г. в Пенжинском районе.— Землеведение, 1931, т. 33, вып. 3—4.
Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки.— Вопросы географии Камчатки, вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1966.
Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупикина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.
Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М., ИЛ, 1953.
Быков Г. Е. К геоморфологии восточной части хребта Тукурингры.— Изв. ГГО, 1935, т. 67, № 5.
Быковская Е. В. Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоген. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. Автореф. канд. дисс. Хабаровск, 1967.
Вархафтиг К., Бирман Дж. Четвертичные отложения Тихоокеанской горной системы в Калифорнии.— Четвертичный период в США, т. 1. М., «Мир», 1968
Васильев Ю. М. О ритмах трансгрессий в полузамкнутых и замкнутых морских бассейнах.—Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 2.
Васильковский Н. П. Формирование восточной части Азиатского континента в свете современных представлений о развитии земной коры.— Тез. докл. на юбилейной сессии Дальневосточного филиала СО АН СССР. Владивосток, 1962.
Васильковский Н. П., Худяков Г. И. О геоантиклинальном развитии южной части Курильской островной дуги.— Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
Венус Б. Г. История развития рельефа Амуро-Зейской и Средне-Амурской депрессий Дальнего Востока. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.
Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов.— Докл. советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема II. М., «Недра», 1964.
Вергунов Г. П., Прялухина А. Ф. Геологическое строение Курильских островов. — Труды СахалинскогоКНИИ, вып 8, 1964.

Кюнен Ф. Г. Уровень моря и изгибы земной коры.— Земная кора, М., ИЛ, 1957.
Лавров В. М. Геоморфология материковой отмели западного побережья Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1963, т. 143, № 5.
Леонтьев О. К. *Дно океана*. М., «Мысль», 1968.
Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Линдберг Г. У. Крупные планетарные колебания уровня океана и палеогеография четвертичного периода.— Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
Лоргус В. А., Лукьянова С. А. О морских отложениях и террасах материкового побережья Сахалинского залива.— Вестн. МГУ, серия геогр. 1965, № 6.
Лымарев В. И. Некоторые данные по геоморфологии и вертикальным *движениям берегов Уссурийского залива в Японском море*. Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966.
Малаева Е. М., Алешинская З. В., Петров О. М. Четвертичные отложения залива Корфа (Камчатка) и время их накопления.— Вестн. МГУ, серия геогр., 1965, № 3.
Марков К. К. Океан. В кн. К. К. Марков, А. А. Величко. Четвертичный период, т. 3, ч. 3. М., «Недра», 1967.
Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. 3. М., «Недра», 1967.
Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— Современные проблемы географии. М., 1964.
Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
Маруашвили П. И. Закономерности формирования террас в орогенах.— Матер. 2-го геоморфол. совещ. М., 1959.
Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука», 1967.
Масайтис В. Л. Тектоническое строение.— Геология Кореи. М.,1964.
Медведев В. С. Советские берега Японского моря.— *Основные* черты геологии и гидрологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Медведев В. С. *Восточная Корея.— Тихий океан*. Берега Тихого океана. М., «Наука», 1967.
Медведев В. С., Долотов Ю. С., Щербаков Ф. А. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья.— Динамика и морфология морских берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 48, 1961.
Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
Мизеров А. В. Геоморфологические наблюдения речных и морских *террас южной части Сахалина.— Сообщ. СахКНИИ*, 1958, вып. 6.
Милашин А. П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6.
Мокроусов В. П. Геоморфология Камчатского полуострова.— Геология СССР, т. 31. М., «Недра», 1964.
Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки.—Матер. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., 1961.

Виттенбург П. В. Геологическое описание п-ова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении.— Зап. Об-ва изучения Амурского края, 1916, т. 15.
Власов Г. М. Движение береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время.— Вопросы географии Дальнего Востока, сб. 3. Хабаровск, 1957.
Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Матер. по четвертичной геол. и геоморфол. СССР. Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 2. Л., 1959а.
Власов Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов.— Матер. 2-го Всес. геоморфол. совещ. М., 1959б.
Власов Г. М. Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии.— Геология СССР, т. 31. М., «Недра», 1964.
Власов Г. М., Варнавский В. Г. Неогеновая система. Северный и Центральный Сихотэ-Алинь.— Геология СССР, т. 19. М., «Недра», 1966.
Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. Четвертичные оледенения Камчатки.—Вопросы географии Дальнего Востока,сб. 1.Хабаровск,1949.
Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки и его геоморфологическое районирование.— Изв. ВГО, 1950, т. 82, вып. 3.
Вольдштедт П. Уровни межледниковых трансгрессий в Северо-Западной Европе как показатели тектонических и изостатических движений.—Вопросы геологии четвертичного периода.М.,ИЛ,1955.
Гальцев-Безюк С. Д. О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 1.
Ганешин Г. С., Окладников А. П. О некоторых археологических памятниках Приморья и их геологическом значении.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока.— Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 1. Л., 1956.
Ганешин Г. С. Геоморфология Приморья.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 4. Госгеолтехиздат, 1957.
Ганешин Г. С. Вопросы геоморфологии Сахалина.— Матер. 2-го Всес. геоморфол. совещ. М., 1959.
Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.
Гептнер А. Р., Лупикина Е. Г., Скиба Л. А. Раннеантропогеновые отложения Западной Камчатки.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1966, № 31.
Гершанович Д. Е., Забелина Э. К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска.— Тр. Гос. океанограф. ин-та, вып. 34, 1957.
Гершанович Д. Е. Современные шельфовые отложения краевых морей Северо-Восточной Азии.— Морская геология. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. советских геологов. М., 1960.
Гершанович Д. Е. Геология дна Берингова моря и залива Аляска. Автореф. докт. дисс. М., 1969.
Голота Е. В., Ма Ги Хо. Четвертичная система.— Геология Кореи. М., 1964.
Голота Е. В., Рим Квон Мук. Основные черты геоморфологического строения.— Геология Кореи. М., 1964.
Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
Грабков В. К. Морские террасовые ряды как индикаторы трансгрессий и показатели характера четвертичных движений переходной

зоны от Азиатского континента к Тихому океану.—Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Матер. к симпозиуму IV совещ. географов Сибири и Дальнего Востока, вып. 3. Новосибирск, 1969.
Дамперов Д. И., Елисеев Б. И. О четвертичных отложениях Северного Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах.— Тр. 2-й Междунар. конф. Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 3, 1933.
Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965.
Денисов Е. П., Берсенев И. И. Позднекайнозойские базальты и проблема неоген-четвертичной границы в южной части Дальнего Востока.—Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатка (Тигильский район).— Тр. Нефтяного геол.-разведочного ин-та, серия А, вып. 83, № 11. М.—Л., 1936.
Желубовский Ю. С. Геология Курильских островов. Автореф. канд. дисс. Л., 1962.
Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Стратиграфия. Четвертичная система.— Геология СССР, т. 31. М., «Недра», 1964.
Живаго А. В., Невесский Е. Н. Симпозиум по проблемам континентальных шельфов и эволюции береговых линий.— Геоморфология, 1970, № 1.
Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 22.
Жузе А. П. О палеогеографии дальневосточных морей.— Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. Тр. 3-й сессии ВПО.
Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР. 1962.
Зверев С. М. Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
Зенкевич Н. Л. Рельеф дна. — Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Зенкович В. П. Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки.— Тр. Океанограф. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Иман И., Мидзуно А., Сакамото Т. Четвертичная система. —Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.
Ионин А. С. Побережье Охотского моря.— Тихий океан. Берега Тихого океана. М., «Наука», 1967.
Иниксон М. И. Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока.— Вопросы вулканизма. Тр. 1-го Всес. вулканол. совещ. М., 1959.
Канаев В. Ф. Новые геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т.32, 1959.
Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32, 1960.
Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР и его развитие в четвертичное время.— Морские берега. Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР, т. 8. Таллин, 1961.
Канаев В. Ф. Новейшие вертикальные движения на дне дальневосточных морей.— Океанология, 1963, т. 3, вып. 4.

Караулова Л. П., Назаренко Е. М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа. — Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
Карташов И. П. Рельеф дна Охотского моря и история его формирования. — Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168. М., 1967.
Кинг Ф. Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде.— Четвертичный период в США, т. 1. М., «Мир», 1968.
Коренева Е. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии, т. 22, 1957.
Короткий А. М. О развитии четвертичных оледенений в Сихотэ-Алине.— Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968.
Короткий А. М., Никонова Р. И. К вопросу об истории формирования долин рек Улахе, Даубихе, Шетухе.— Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
Корсунская Г. В. Геоморфология островов Курильского архипелага.— Изв. ВГО, 1947, т. 79, № 4.
Корсунская Г. В. Курильская островная дуга (физико-географический очерк). М., Географиз, 1958.
Красный Л. И. Восточно-азиатский вулканогенный пояс и его звенья.— Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
Кропоткин П. Н., Ро Су Вон. Тектоника Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья.— Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., «Наука», 1966.
Кулаков А. П. Об основных чертах четвертичного рельефообразования островов Курильской гряды.— Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965
Кулаков А. П. О влиянии эвстатических колебаний уровня океана и тектонических движений на положение плейстоценовых береговых линий в пределах Охотского и Японского морей. Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
Кулаков А. П. О морских террасах Южного Сахалина.— Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968а.
Кулаков А. П. О четвертичной истории Охотского моря и его прибрежных территорий.— Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968б.
Кулаков А. П. К геоморфологии долины Нижнего Амура.— Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968в.
Кулаков А. П. Геоморфологическое строение долины нижнего Амура и вопросы террасообразования.— Изв. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР, 1968г, т. 4., вып. 6.
Кушев С. Л. Материалы по геоморфологии долины нижнего течения р. Амура.— Тр. Ин-та физической географии АН СССР, вып. 23. М.—Л., 1936.
Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 32, 1940.
Кэррей Д. Позднечетвертичная история материковых шельфов США.— Четвертичный период США, т. 2. М., «Мир», 1968.

Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. Четвертичная система.—Геология СССР, т. 31. М., «Недра», 1964.
Морозова В. Ф., Вихлянцев В. В. Стратиграфическое расчленение рыхлых кайнозойских отложений Эворон-Чукчагирской депрессии на основе палеоботанических данных.— Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Недра», 1965.
Моррисон Р. Четвертичная геология Большого Бассейна.— Четвертичный период в США, т. 1. М., «Мир», 1968.
Мурзаева В. Э. О направлении стока пра-Амура и пра-Зеи.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 5.
Николаев Н. И. Основные черты новейшей тектоники СССР.— Неотектоника СССР. Рига, 1961.
Николаева Т. В. Новые данные о стратиграфии четвертичных отложений Комсомольского района.— Сов. геология, 1959, № 11.
Никонова Р. И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., «Наука», 1966.
Никонова Р. И., Ро Су Ван, Ким Ван У, Рим Гвон Мук. К вопросу о геоморфологии и неотектонике Северо-Восточной Кореи.— Геол. и геофиз. 1962, № 4.
Олюнин В. Н. К вопросу о генезисе четвертичных осадочных отложений гор юга Сибири и Камчатки.— Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М.—Л., 1963.
Певе Т., Хопкинс Д., Гиддингс Д. Четвертичная геология и археология Аляски.— Четвертичный период в США, т. 2. М., «Мир», 1968.
Петров О. М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде.—Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. Тр. НИИГА, т. 143. М., 1965.
Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 155, М., 1966.
Печерин А. И. Геоморфология территории г. Комсомольска-на-Амуре—Уч. зап. Горьковского пед. ин-та геогр., вып. 51. Горький, 1964.
Пискунов Б. Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские острова).— Тр. СахКНИИ, вып. 8, 1964.
Полунин Г. В. Об абсолютном возрасте высокой террасы и вулкана Менделеева на о. Кунашир.— Бюлл. Вулканол. станций СО АН СССР, 1969, № 45.
Прялухина А. Ф. Об осадочных четвертичных отложениях Курильских островов.— Тр. СахКНИИ, вып. 8, 1964.
Пьявченко Н. И. Результаты пыльцевого анализа торфяников Северного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 1.
Размыслова С. С. Условия накопления осадков в средне-верхнемиоценовое и плиоценовое время на территории Северного Сахалина.— Геология и нефтегазоносность Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224. Л., 1963.
Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1964.
Рудич Е. М., Скиба С. И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина.— Вестн. МГУ, геол. и геогр., 1959, № 3.
Саидова Х. М. О распределении фораминифер в толще осадков Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 6.
Святловский А. Е. Неотектоника и сейсмичность Камчатки.— Геология СССР, т. 31. М., «Недра», 1964.
Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966.

Скиба Л. А., Хорева И. М. О верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях о. Карагинского.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1966, № 32.
Скорнякова Н. С. Донные осадки.— Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Смехов Е. М. *Геологическое строение* о. Сахалина и его нефтегазоносность.— Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 6, 1953.
Соколов Д. В. Маршрутное геологическое описание части западного побережья Русского Сахалина. — Изв. Геол. комитета, 1915, т. 34, № 3.
Соловьев А. В. К вопросу о тектонической схеме о. Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
Соловьев В. В. О голоценовой ингрессии в Южном Приморье.— Матер. по четвертичной геол. и геоморфол. СССР. Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 2. Л., 1959.
Соловьев В. В. Геоморфологическое строение о. Сахалина.— Матер. по четвертичной геол. и геоморфол. СССР, новая серия, вып. 42, № 3. ВСЕГЕИ. Л., 1961.
Соловьев В. В. Морские четвертичные отложения Приморского края.— Матер. по четвертичной геол. и геоморфол. СССР. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 90. Л., 1963.
Соловьев В. В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа о. Сахалина.— Автореф. канд. дисс. Л., 1964.
Стратула Д. С. Вулканы и горячие источники о. Шиашкотан. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1969.
Сычев П. М. О мощности третичных отложений о. Сахалина в свете данных геофизических исследований. Геол. и геофиз., 1962, № 7.
Сычев П. М. Основные результаты геофизических *исследований*.— Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 217. Л., 1963.
Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966.
Сычев П. М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных.— Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
Тихонович Н. И., Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина.— Тр. Геол. комитета, новая серия, вып. 120, 1915.
Треварта Г. Япония. М., ИЛ, 1949.
Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22, 1957.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
Федоренко С. И. Морская терраса восточного побережья Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 4.
Федоров П. В. Морские террасы Черноморского побережья Кавказа и проблема новейших вертикальных движений.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 3.
Федорченко В. И., Шилов В. Н. К вопросу *о стратиграфическом* расчленении четвертичных отложений Курильских островов.— Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк о. Карагинского.—Тр.Камчатской комплексной экспедиции АН СССР 1936—1937 гг., вып. 3, 1941.
Худяков Г. И. *О морфоструктурной эволюции* южной группы Курильских островов.— Тезисы и аннотации докл. на XV науч.-

техн. конф. Дальневосточного политехн. ин-та. Владивосток, 1964.
Худяков Г. И. Морфотектоника южной части советского Дальнего Востока.— Тезисы докл. выездной сессии ОНЗ АН СССР на Дальнем Востоке. М., 1965.
Худяков Г. И. Палеогеоморфология поверхностей выравнивания в южной части советского Дальнего Востока.— Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
Худяков Г. И. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги.— Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968а.
Худяков Г. И. О морфоструктурном районировании южной части советского Дальнего Востока.— Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968б.
Худяков Г. И., Кулаков А. П., Короткий А. М. К проблеме формирования современной речной сети южной части Дальнего Востока СССР.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, 1967.
Худяков Г. И., Кулаков А. П., Короткий А. М. Основные закономерности формирования гидросети Приморья и Приамурья.— Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
Худяков Г. И., Никонова Р. И. Морфогенетические особенности поверхностей выравнивания в южной части советского Дальнего Востока.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, 1967.
Цейнер Ф. Е. Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
Чемеков Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. ВГО, 1957, т. 89, № 3.
Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология Приамурья и смежных территорий. Автореф. докт. дисс. Л., 1960.
Чемеков Ю. Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана.— Морские берега. Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР, т. 8. Таллин, 1961а.
Чемеков Ю. Ф. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Тр. ВСЕГЕИ, т. 54. Л., 1961б.
Чемеков Ю. Ф. История развития речной сети в бассейне р. Амура.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 1.
Чемеков Ю. Ф. Четвертичная система. Геология СССР, т. 19. М., «Недра», 1966.
Чернышева О. Н. К вопросу о генезисе прибрежных террас западного побережья о. Сахалина.— Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
Шевченко В. К. Древнее оледенение хребтов Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Тыльский.— Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., «Недра», 1965.
Шепард Ф. П. Земля под морем. М., «Мир». 1964.
Шер А. В. Раннечетвертичные млекопитающие Северо-Востока СССР и проблема континентальных связей Азии и Америки.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6.
Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи.— Земная кора. М., ИЛ, 1957.
Юнов А. Ю., Тихомиров В. М. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива.— Докл. АН СССР, серия геол., 1968, т. 180, № 4—6.

Battistini R. Sur l'inexistence de hauts *stationnements marins quaternaries*.— Comp. rend. Soc. geol. France, 1968, № 2.
Bloom A. L. Pleistocene shorelines: a new test of isostasy.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 78, № 12.
Charlesworth J. K. The Quaternary Era. London, 1957.
Emery K. O. The continental shelves.—*Scient. Amer.*, 1969. v. 221, № 3
Fairbridge R. W. Eustatic changes in sea level.— Physics and Chemistry of the Earth, v. 4. London, 1961.
Farrand W. R., Gajda R. T. Isobases on the Wiskonsin marine limit in Canada.— Geogr. Bull., 1962, № 17 (Ottawa, Canada).
Fray C. and Ewing M. *Pleistocene sedimentation* and fauna of the Argentine shelf.— Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1963, v. 115.
Fuenzalida H. V., Cooke R., Paskoff R., Segerstrom K., Weischet W. High stands of Quaternary Sea level along the Chilean coast.— *International Studies* on the Quaternary. National Academy of Sciences. Special Papers, № 34, N. Y., 1965.
Fujii S. and Fuji N. Postglacial sea levels in the *Japanese Islands*.— J. Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
The Geologic development of the Japanese Islands. Tokyo, 1965.
Geology of Japan. The University of Tokyo Press. Tokyo, 1963.
Gill E. D. Description of Quaternary Shorelines with special reference to the tectonic factor. — J. Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
Hatori K., Ishii Y., Kaizuka C., Komori C., Naruse Y., Ota Y., Sugimura A., Takahashi H., Yonekura N., Yoshikawa T. Quaternary tectonic map of Japan. Tokyo, 1969.
Hokuriku Quaternary Research Group. Quaternary *deposits in the* vicinity of *Nanao, Noto* Peninsula, Central Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1967 v. 73, № 11.
Hopkins D. M., Mac Neil F. S., Merklin R. L., Petrov O. M. Quaternary correlations across Bering strait.— Science, 1965, v. 147, № 3662.
Hopley D. World sea levels during the past 11 000 years evidence from Australia and New Zealand.— VIII Congress INQUA. Paris, 1969a (Resumes des *Communications*).
Hopley D. Sea level and environment changes in the Late Pleistocene and Recent in North Queensland, *Australia*.— VIII Congress INQUA, Paris, 19696 (Resumes des Communications).
Huzita K. Quaternary crustal movements in the «*Kinki Triangle*», South-West *Japan*.— J. Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
Ikebe N. and Ichikawa K., Geologic Sketch of the Kinki District, Central. Japan. J. Geosci. *Osaka City University*, 1967, v. 10.
Inoue E. Land Deformation in Japan.—Bull. Geogr. Survey Inst., 1960, v. 6, p. 2—3 (Japan).
Iseki H. *Geomorphological* evidences of the relative changes in sea-level during the Late Quaternary in Japan.— The Eleventh *Pacific* Science Congress. Proceedings, v. 10. Tokyo, 1966.
Itihara M. Some problems of the Quaternary sedimentaries in the Osaka and Akasi Areas, Japan.— J. Inst. of *Polytech*. Osaka City University, Ser. G, 1961, v. 5, № 1.
Jelgersma S. Sea-level changes during the last 10 000 years.— World climate from 8000 to 0 B. C. Proceedings of the International Symposium held at Imperial College, 1966. London, 1967.
Kaizuka S., Moriyama A. *Geomorphology* and subsurface geology of the alluvial plain of the lower Sagami river, Central Japan.—Geogr. Rev. Japan, 1969, v. 42, № 2.

Kaizuka' S., Sugimura A., Ota Y., Naruse Y., Yoshikawa T., Hatori K. Quaternary tectonic map of Japan (the second report).— Quaternaria, *VIII*. Roma, 1966.
Kameyama T. Two marine transgressions during Late Pleistocene in the Kammon district.— J. Geol. Soc. Japan, 1968, v. 74, № 11.
Knott S. T. and Hoskins H. Evidence of Pleistocene events in the structure of the continental shelf off the North-eastern United States.— Marine geology, 1968, v. 6, № 1 (Amsterdam).
Kobayashi K. Problems of Late Pleistocene history of Central Japan, —International Studies on the Quaternary. Special Papers, № 84. N. Y., 1965.
Menard H. W. Crust under small ocean basins.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
Milliman J. D. and Emery K. O. Sea levels during the Past 35 000 years — Science, 1968, v. 162, № 3858.
Minato M. Zu den Mammonteusfaunen Hokkaidos. Japan.— J. Geol. and Geogr., 1955, v. 26, № 1—2 (Japan).
Minato M. The final stage of land bridges in the Japanese Islands.— Earth Science, 1966, № 85, 86 (Japan).
Minato M., Suyama K., Hasegawa K., Oya A., Takahashi Y., Nakagawa K., Wada N., Shibazaki T. Absolute age of subsurface Late Quaternary deposits in the Niigata lowland.— J. Faculty Science Hokkaido University, Ser. 4, Geol. and Mineral., 1967, v. 13, № 4 (Japan).
Nakagawa H. Pleistocene eustasy and glacial chronology along the Pacific Coastal Region of Japan.— Contr. Inst. Geol. Paleont. Tohoku University, N. 54. Sendai, Japan, 1961.
Nakagawa H. Quaternary Sea Levels of Japanese Islands.— J. of Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
Newman W. S., March S. Littoral of North-eastern United States: Late Quaternary warping.— Science, 1968, v. 160, № 3832.
Neumann A. C. Quaternary sea-level data from Bermuda.— VIII Congress INQUA, Paris, 1969. Resumes des Communications.
Ohshima K. The Post-glacial history of Usu Bay, Hokkaido.— J. Geogr. Soc. Japan, 1968, v. 74, № 1.
Okada A. Strike-slip faulting of Late Quaternary along the Median Dislocation Line in the surroundings of Awa—Ikeda, North-eastern Shikoku.— Quaternary Research, 1968, v. 7, № 1 (Tokyo).
Ota Y. The crustal movement in the Late Quaternary considered from the deformation of terrace plains in North-Eastern Japan.— The Eleventh Pacific Science Congress. Proceedings, v. 10. Tokyo, 1966.
Otsuka H. Pleistocene vertebrate fauna from the Kuchinotsu Group of West Kyushu Part II. — Memoirs of the Faculty of Science Kyuchu University, Ser. D., Geol. 1967, v. 18, № 2 (Japan).
Palmer L. Marine terrace deformation in Pacific Coastal United States.— J. Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
Paskoff R. Recent state of investigations on Quaternary Sea Levels along the Chilean Coast between lat. 30° and 33° S.— J. Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
Richards H. G. Sea Level during the past 11 000 years as indicated by data from North and South America.— VIII Congress INQUA. Paris, 1969 (Resumes des Communications).
Russell R. J. River plains and sea coasts. University of California Press. USA, 1967.
Shepard F. P., and Curray J. R. Carbon-14 determination of sea-level changes in stable areas.— Progress in Oceanography, v. 4. (The Quaternary history of the Ocean Basins). Pergamon Press, 1967.

Sheridan R. E. Subsidence of continental margins.— Tectonophysics, 1969, v. 7, № 3 (Amsterdam).
Smalley I. J. The subsidence of the North Sea basin and the geomorphology of Britain.— Mercian Geol. 1967, v. 2, № 3.
Sugimura A. Uniform rates and duration period of Quaternary Earth movements in Japan.— J. Geosci. Osaka City University, 1967, v. 10.
Sugimura A., Naruse Y., Matsuda T. Three examples characterising Quaternary Earth movements in Japan.— The Eleventh Pacific Science Congress. Proceedings, v. 4. Tokyo, 1966.
Takahashi S. The relations between the course of Shinano River and the Pleistocene sedimentary depressions of Niigata Prefecture, Japan.— Quaternary Research, 1959, v. 1, № 4 (Tokyo).
Torii E. The buried topography along the southern coast of Hokkaido. — Geogr. Rev. Japan, 1968, v. 41, № 2.
Uozumi S. On the Pliocene fossils from Tsugaru Strait with special reference to post-pliocene crustal movement.— J. Faculty Science Hokkaido University, Ser. 4, Geol. and Mineral., 1967, v. 13, № 4.
Vassilkovsky N. P. On the geological nature of the Pacific mobile belt. Tectonophysics, 1967, v. 4, № 4—6 (Amsterdam).
Walton K. Vertical movements of shorelines in Highland Britain (an introduction.)—Institute of British Geographers, Transactions, № 39. London, 1966.
Whitmore F. C. Jr., Emery K. O., Cooke H. B. S., Swift D. J. P. Elephant teeth from the Atlantic continental shelf.— Science, 1967, v. 156, № 3781.
Yonekura N., Suzuki I., Hasegawa M., Uesugi Y., Endo K., Okada A., Kawana T., Ishikawa K., Fukuda M. Radiocarbon dates and Holocene marine terraces along the coast of the Bay of Sagami, Central Japan.— Quaternary Research, 1968, v. 7, № 2 (Japan).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Глава I. Древние береговые линии 6
Побережье материка . . . . . —
Южное Приморье и Корея . . . . . —
Северное Приморье и Приамурье 18
Северо-Западное Приохотье 23
Долина Нижнего Амура 30
Островные дуги 42
Камчатка 43
Курильские острова 49
Сахалин 56
Японские острова 83
Глава II. Закономерности формирования древних береговых линий 109
Краткий обзор существующих представлений . . . . . —
Происхождение поднятых береговых линий (морских террас) островных дуг 123
Особенности развития побережья материка 132
Глава III. Некоторые вопросы четвертичной геологии и палеогеографии 139
К происхождению шельфа окраины материка . . . . . —
Колебания уровня моря и элементы четвертичной палеогеографии 147
Проблемные вопросы и задачи дальнейших исследований 170
Заключение 174
Литература 177

Алексей Петрович Кулаков

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

Ответственный редактор
Глеб Иванович Худяков

Редактор Л. Н. Спиридонова
Художник Е. Ф. Зайцев
Художественный редактор В. И. Шумаков
Технический редактор А. В. Семкова
Корректоры И. С. Цитович, Л. Л. Тычкина

Сдано в набор 27 апреля 1972 г. Подписано к печати 14 февраля 1973 г. МН 01017. Бумага тип. № 1, ф-т 60×90¹/₁₆. 11,75 печ. л. +1 вкл., 12,8 уч.-изд. л. Тираж 700 экз. Заказ 64. Цена 1 р. 25 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография изд-ва «Наука», Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

3

1 р. 25 к.

590