

**СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПРИБРЕЖНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, О. ИТУРУП,  
КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА***Н.Г. Разжигаяева, Т.А. Гребенникова, Л.М. Мохова**Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

На основе диатомового и спорово-пыльцевого анализов установлено, что 25–30 м морская терраса о. Итуруп имеет среднеплейстоценовый возраст (диатомовая зона *Proboscia barboi*). Изученные разрезы включают два седиментологических ритма, фиксирующих две трансгрессивные фазы, сопоставляемые с 11 и 9 кислородно-изотопными стадиями. Изучены литолого-фациальные особенности отложений и восстановлены палеогеографические условия осадконакопления. Показано, что во время миндель-рисского межледниковья температурные условия были теплее современных и, вероятно, теплее оптимума голоцена. На месте перешейков существовали мелководные проливы, и водообмен Охотского моря с Тихим океаном был более интенсивным. Сделан вывод о том, что тектонический подъем о. Итуруп был более медленный, чем это принято считать, итурупский блок приподнят меньше, чем кунаширский.

**Ключевые слова:** береговые отложения, обстановки осадконакопления, диатомей, трансгрессивные фазы, палеоклимат, тектонический подъем, средний плейстоцен, Южные Курилы.

**ВВЕДЕНИЕ**

Отложения вдоль древних береговых линий являются одним из наиболее информативных объектов для палеогеографических реконструкций при анализе соотношения тектонического и гляциоэвстатического факторов в развитии побережья и эволюции прибрежно-морских обстановок осадконакопления [11, 12, 14]. Несмотря на большое количество работ, посвященных неотектоническим построениям на основе изучения поднятых береговых линий Курильских островов [2, 4, 9, 10], наиболее полная биостратиграфическая характеристика плейстоценовых морских отложений, слагающих террасовидные поверхности, к настоящему времени получена только для о. Кунашир [19, 20]. Слабая изученность отложений высоких террасовых уровней объясняется широким развитием абразионных поверхностей, лишенных осадочного чехла или перекрытых маломощными грубообломочными отложениями без заполнителя, не дающих информации о возрасте поверхностей и палеоклиматических условиях во время их образования.

В центральной части о. Итуруп хорошо выражены 80–100 м, 25–30 м, 12–15 м и 6–8 м морские уровни [4, 11, 14], однако биостратиграфические данные получены только по перекрывающим отложениям [1, 2]. В ходе полевых работ 1998–1999 гг. изучен ряд разрезов морской 25–30 м террасы аккумуля-

тивного строения, расположенных в зал. Касатка, Простор и Китовый (рис. 1). Цель работы – определить фациальную принадлежность слагающих их отложений, установить их возраст, выделить трансгрессивно-регрессивные циклы осадконакопления, оценить скорость подъема территории острова на различных участках побережья и сопоставить полученные данные с результатами палеогеографических реконструкций по сопредельным территориям. Возраст отложений оценивается на основе зональной диатомовой шкалы плейстоцена, разработанной для северо-западной части Тихого океана [25, 28]. При литолого-фациальном анализе отложений использованы данные по структурно-вещественным характеристикам современных прибрежно-морских осадков, детально изученных по профилям в зал. Касатка и Простор [15, 16].

**ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ**

Все опорные разрезы террасы имеют сходное строение с хорошо выраженными двумя седиментационными ритмами, соответствующими различным трансгрессивным фазам (рис. 2). Каждый ритм сложен пачкой песков, перекрытой слоем галечников и валунов. Умеренно сортированные пески нижней части песчаных пачек переходят в хорошо сортированные, указывающие на уменьшение глубины и фаци-

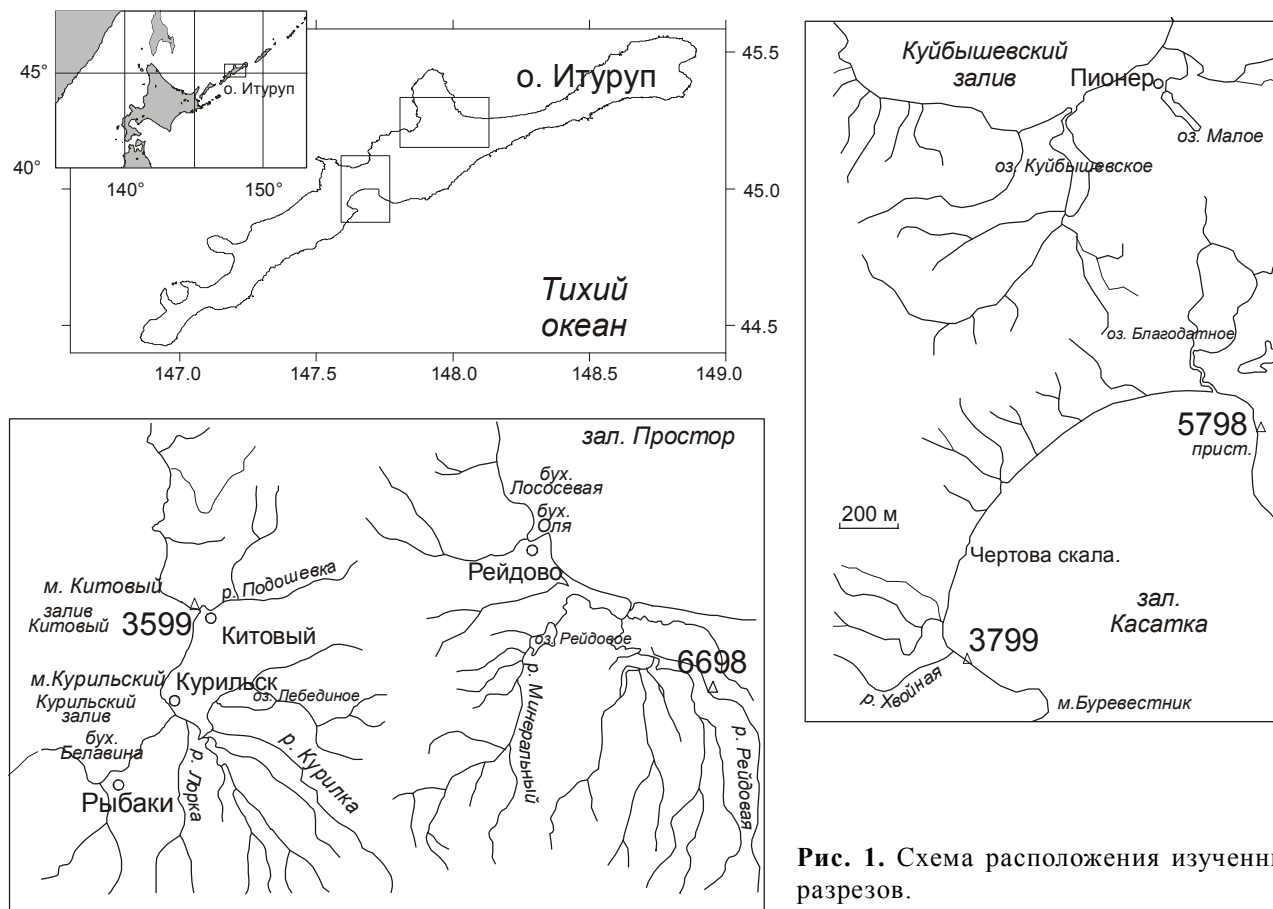


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

альный переход от зоны подводного берегового склона к пляжевым осадкам. Увеличение крупности материала и содержания тяжелой фракции к верхней части каждой пачки также подтверждает уменьшение глубин. Ниже приведены данные изучения отдельных опорных разрезов.

Разрез 5798 расположен в северо-восточной части зал. Касатка. В этом районе залива в береговом уступе 30 м террасы вскрываются две пачки зеленовато-серых мелкозернистых, хорошо сортированных песков, разделенных слоем галечника и перекрытых валунным горизонтом, сложенным хорошо окатанными валунами (диаметром около 0.5 м). От подошвы к кровле песчаных пачек наблюдается переход модальной фракции от 0.1–0.16 мм до 0.2–0.25 мм, увеличивается средний размер зерен (Ма от 0.16 до 0.24 мм), уменьшается содержание частиц алевритовой крупности, улучшается сортировка осадка ( $\sigma$  от 0.7 до 0.3) и растет содержание тяжелых минералов, особенно в крупном алеврите (рис. 3). В минеральном составе тяжелой фракции, отвечающей двупироксеновой ассоциации с присутствием небольшого количества роговой обманки (до 4.5 %) и единичных

зерен апатита и оливина, существенных изменений по разрезу не наблюдается, за исключением роста содержания магнетита (до 59 %). Подобные мелкозернистые, хорошо отсортированные пески со значительной примесью крупного алеврита (до 12 %) и небольшим содержанием более крупных фракций (5–7 %) отмечены в нижней-средней части подводного берегового склона зал. Касатка, для которого характерно отсутствие сильных вдольбереговых течений и преобладание поперечного перемещения наносов [15, 16]. Верхняя пачка песков включает нептуническую дайку, выполненную грубым плохо окатанным материалом. Дайка имеет дугообразную форму, образованную при смещении отдельных блоков, и является свидетельством сильного землетрясения.

Нижняя и верхняя песчаные пачки содержат сходные комплексы диатомей, характеризующиеся низким обилием с преобладанием морских бореальных видов. Возрастную структуру комплекса формируют диатомей, вымершие в среднем-позднем плейстоцене (*Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *T. nidulus* var. *nidulus*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*, *Proboscia barboi*). Единично встречены переотложен-

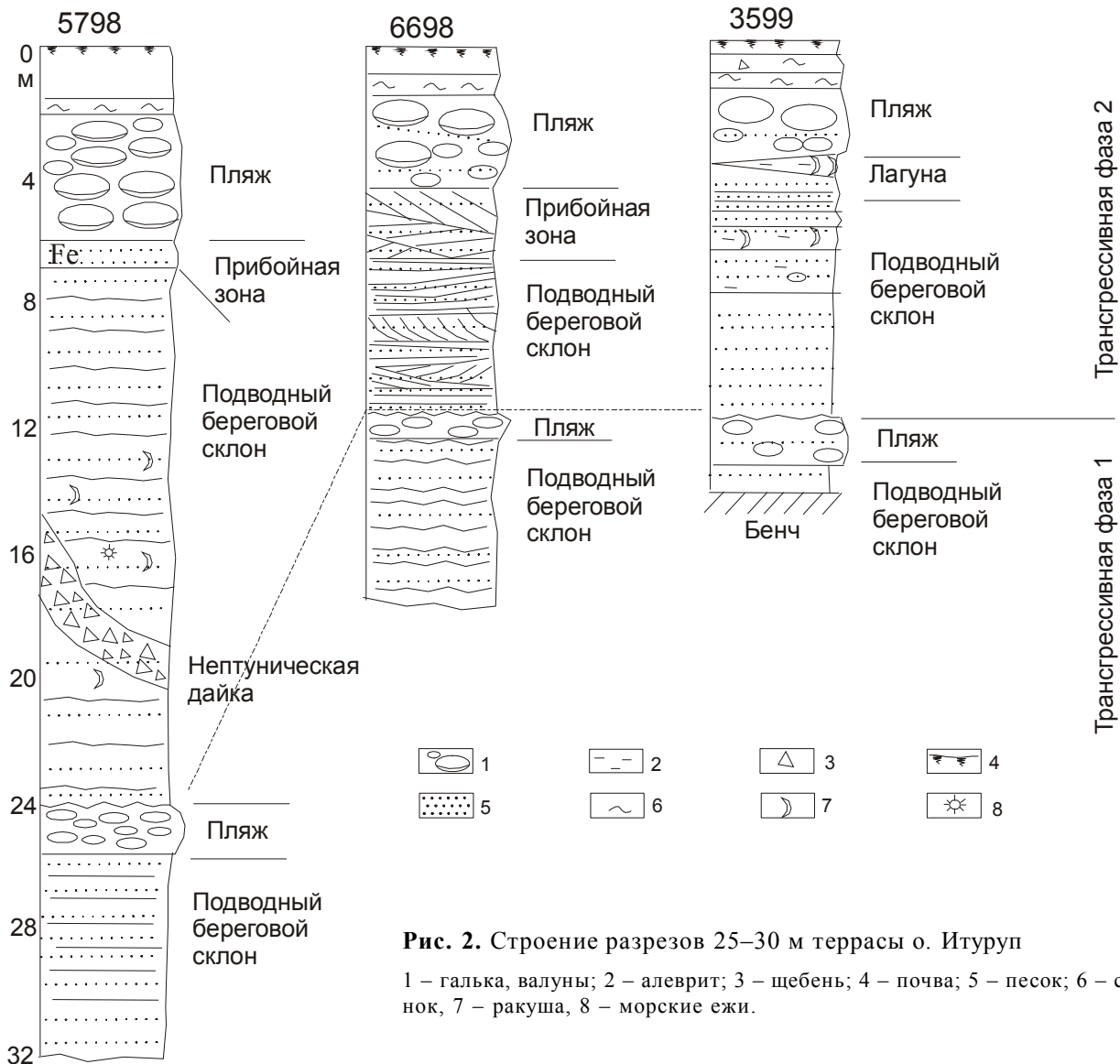


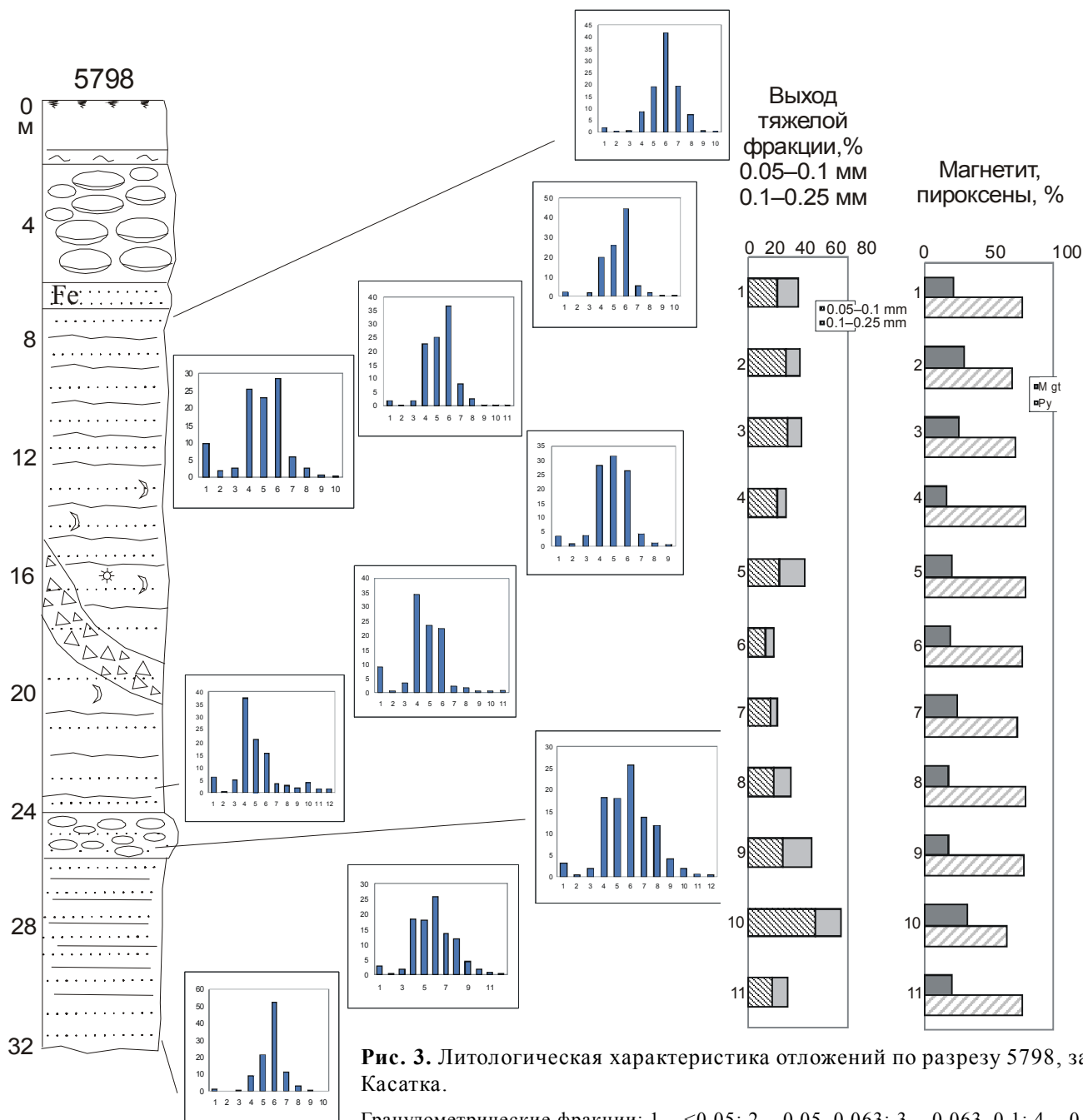
Рис. 2. Строение разрезов 25–30 м террасы о. Итуруп

1 – галька, валуны; 2 – алевролит; 3 – щебень; 4 – почва; 5 – песок; 6 – суглинок, 7 – ракуша, 8 – морские ежи.

ные плиоценовые и раннеплейстоценовые морские *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*, *Pyxidicula zabelinae*, *Neodenticula kamtchatica*. Комплекс относится к верхней части зоны *Proboscia barboi* [25, 28]. Экологическая структура комплекса сформирована главным образом неритическими и океаническими южнобореальными (*Thalassiosira decipiens*, *Stephanopyxis turris* + f. *cylindrus*, *Thalassionema nitzschioides*, *Actinocyclus divinus*, *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. symbolophorus*) и северобореальными видами (*Thalassiosira eccentrica*, *T. nordenskioldii*, *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus oculus iridis*, *Rhizosolenia hebetata*). Несмотря на присутствие диатомей, характерных для пелагической части, в комплексе отмечены сублиторальные *Paralia sulcata*, *P. sol*, *Rhabdonema arcuatum*, *Archnoidiscus ehrenbergii*, *Cocco-*

*neis scutellum*, *Hialodiscus obsoletus*, что свидетельствует о накоплении осадков на подводном склоне открытого залива на глубинах около 5–10 м, что подтверждается и литолого-фациальными данными. Пресноводные диатомей мало численны (*Stephanodiscus rotula*, *Pinnularia borealis*, *P. viridis*, *P. brevicostata*, *Fragilaria arcus*, *F. ulna*, *Nitzschia linearis*, *Aulacoseira crenulata*, *Melosira arenaria*) и свидетельствуют о незначительном влиянии речного стока.

В отложениях террасы обнаружены многочисленные остатки морских ежей хорошей сохранности. По сборам Ю.С. Желубовского среди них определены *Echinarachnius* sp. и *Strongylocentrotus* sp. [7]. В настоящее время представители этих родов распространены на шельфе Курильских островов в широ-



Гранулометрические фракции: 1 – <0.05; 2 – 0.05–0.063; 3 – 0.063–0.1; 4 – 0.1–0.16; 5 – 0.16–0.2; 6 – 0.2–0.25; 7 – 0.25–0.315; 8 – 0.315–0.5; 9 – 0.5–1; 10 – 1–2; 11 – 2–3; 12 – 3–5; 13 – >5 мм. Условные обозначения см. на рис. 2.

ком диапазоне глубин, но образуют скопления в береговой зоне.

Морские отложения аналогичного состава входят в основании 14–16 м террасовидной поверхности в юго-западной части зал. Касатка между устьем р. Хвойной и руч. Буревестник. Здесь они представлены оливково-серыми мелкозернистыми, хорошо сортированными плотными песками (видимой мощностью до 3 м), перекрытыми селевыми

(лахаровыми?) накоплениями – глыбами базальтов в буром суглинке.

Разрез 6698. В зал. Простор 20–25 м терраса, хорошо выраженная в вершине залива, изучена в карьере, расположенном на трассе Рейдово – рыбопроизводный завод в 2 км от современной береговой линии. Главным источником обломочного материала современных осадков зал. Простор являются продукты абразии пемзовых туфов, выходящих в районе Бе-

лых скал, и в меньшей степени – аллювиальный вынос. Объем абразивного материала оценивается в 1 млн м<sup>3</sup>/год [15, 16]. Отложения террасы также содержат большую примесь пемзового материала, что свидетельствует о том, что размыв туфов начался не позднее среднего плейстоцена. В разрезе террасы выходят две пачки желтовато-серых мелко- и среднезернистых песков (рис. 4) с хорошо выраженной обратной градационной слоистостью, подчеркнутой примесью пемзового песка и гравия. Нижняя пачка среднезернистых (Ма 0.31–0.47 мм) хорошо и умеренно сортированных ( $\sigma$  0.5–0.9) песков характеризуется тонкой вогнуто-выпуклой волнистой слоисто-

стью, образованной небольшими песчаными рифелями на подводном береговом склоне в условиях активного поступления обломочного материала [29]. В составе тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции преобладает магнетит (52–62%), в мелком песке – пироксены (до 72%).

Верхняя песчаная пачка подразделяется на две части. Основание пачки сложено переслаиванием горизонтально-слоистых песков с косоволнистыми, характеризующимися непараллельными, сильно срезанными сериями вогнутой формы с эрозионным нижним контактом и разнонаправленным падением слоев. Такие текстуры свидетельствуют о неста-

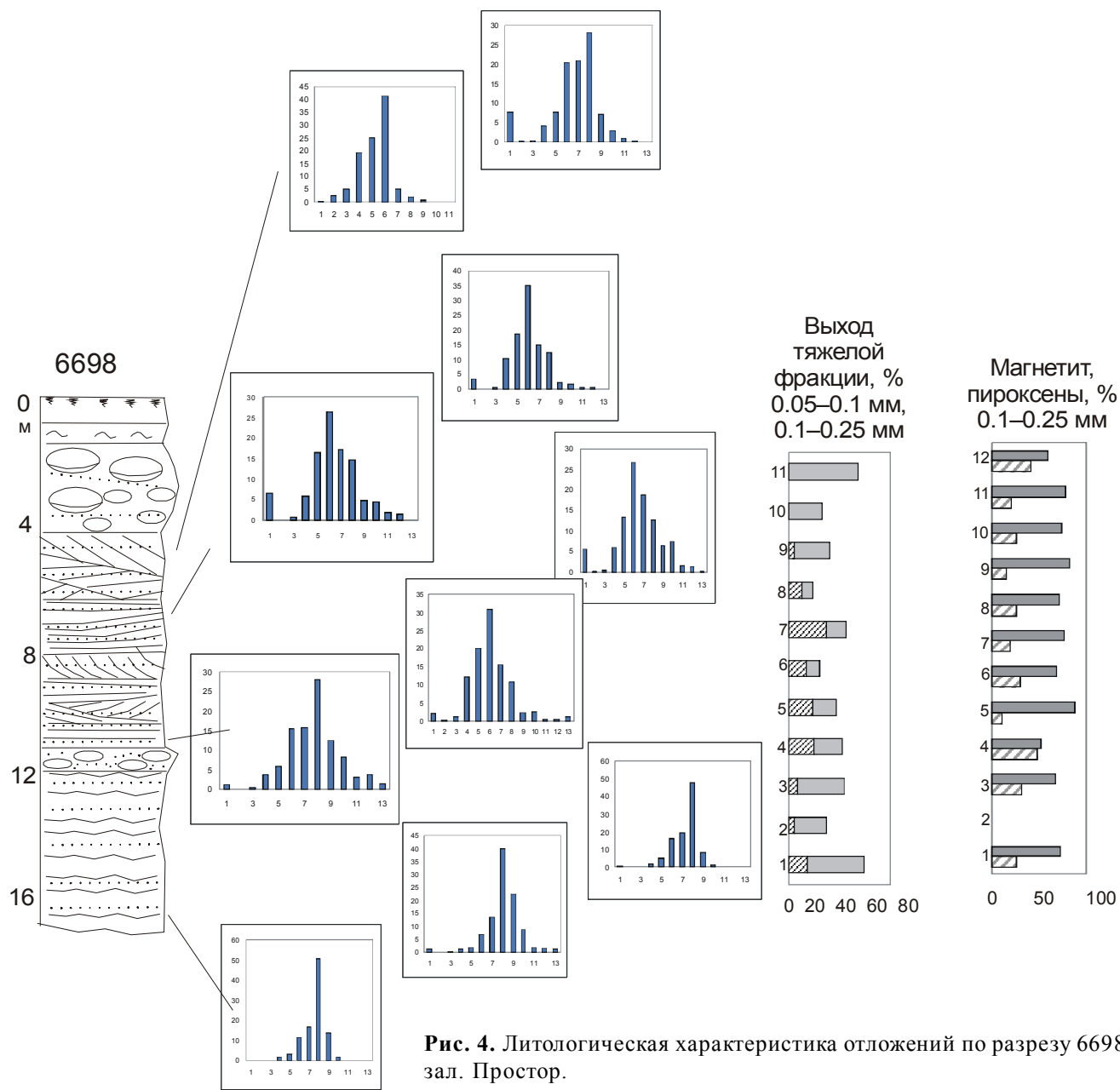


Рис. 4. Литологическая характеристика отложений по разрезу 6698, зал. Простор.

Гранулометрические фракции и условные обозначения см. на рис. 2, 3.

бильном гидродинамическом режиме и сильном влиянии на формирование осадков вдольбереговых течений [6, 29], направление которых почти совпадало с простиранием береговой линии. Преобладали течения, связанные с сильными штормами восточных румбов, что характерно и для современного гидродинамического режима зал. Простор [16]. Осадки включают примесь алеврита (до 7%), модальной фракцией является 0.1–0.16 мм, которая на Курильских островах служит индикатором осаднения материала ниже уреза воды [16]. Современные пески аналогичного состава накапливаются в средней-верхней части берегового склона в зоне подводных валов, где происходит разрушение волн и действуют сильные вдольбереговые течения (на глубинах менее 10 м) [15, 16]. Умеренно сортированные ( $\sigma$  0.7–1.1) среднезернистые пески (Ма 0.3–0.5 мм), слагающие верхнюю часть пачки, с непараллельной сильно срезанной перекрестной косой слоистостью, подчеркнутыми слойками шлихов, типичны для приурезовых обстановок и указывают на осаднение материала в зоне первого вала и приурезовой ложбине на глубинах менее 1.5–2 м [6, 29]. О высокой динамичности среды свидетельствует также отсутствие частиц алевритовой размерности, высокий выход тяжелой фракции (до 54%) и резкое увеличение содержания магнетита в ее составе (до 40%).

В настоящее время на участке активной аккумуляции зал. Простор имеет отмельный подводный склон с хорошо выраженными двумя подводными валами. Мощность наносов не превышает 3 м [16]. Подобные обстановки существовали и в среднем плейстоцене, но, судя по большей мощности отложений, поступление обломочного материала в береговую зону шло более интенсивно и выдвигание береговой линии происходило более быстро.

Осадки включают бедный комплекс диатомей с различной экологической характеристикой. В нижней песчаной пачке морские диатомеи представлены южнобореальными океаническим *Coscinodiscus asteromphalus* и сублиторальными *Actinocyclus octonarius*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*, а также океаническим северобореальным *Rhizosolenia hebetata*. Виды, вымершие в плейстоцене, не встречены. Увеличение количества и разнообразия пресноводных диатомей (*Frustulia rhomboides*, *Eunotia praeurupta*, *Aulacoseira crenulata*, *A. italica*, *A. alpigena*, *Fragilaria construens* var. *venter*, *F. construens*, *F. construens* var. *subsalina*, *F. leptostauron* var. *martyi*, *F. biceps*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Epithemia sorex*, *E. turgida*, *Cocconeis placentula* var. *linearis*, *C. placentula* var. *euglipta*, *Symbella glacialis*) по сравнению с осадками террасы

в зал. Касатка указывает на сильное речное влияние. Вероятно, осадки накапливались на приливной отмели вблизи устья реки. Плохая окатанность галечного материала также свидетельствует о выносе аллювия, слабой переработке материала в море и быстром захоронении.

Комплекс диатомей из верхней пачки песков включает в основном холодноводные и умеренно холодноводные сублиторальные *Paralia sulcata*, *Thalassiosira bramaputrae*, *Diploneis smithii*, *D. bomboides* var. *media*, неритический *Thalassionema nitzschioides* и океанический *Rhizosolenia hebetata*. Появление среди пресноводных диатомей видов, типичных для обстановок заболачивания (*Pinnularia borealis*, *P. viridis*, *P. brevicostata*, *Fragilaria arcus*, *F. ulna*, *Nitzschia linearis*) отражает существование береговой низменности с протяженными болотами.

Разрез 3599. Береговая линия более закрытой акватории фиксируется в отложениях 25 м террасы зал. Китовый. Изученный разрез расположен в вершине залива на правом берегу р. Подошевки в бровке дороги. Нижний ритм осадков, представленный желто-серыми мелкозернистыми алевритистыми песками, перекрытыми слоем гальки с единичными валунами, формировался на подводном склоне залива и на пляже, верхний, сложенный мелко-, среднезернистыми песками с остатками раковин моллюсков – в условиях открытой бухты, в пределах пересыпи и приустьевой лагуны. Пляжевые фации верхнего ритма представлены валунно-галечной толщей с единичными глыбами.

В отложениях обнаружены 182 формы диатомей, принадлежащих 36 родам. Диатомовая флора характеризуется участием как морских видов, обитающих в сублиторальной и шельфовой зонах моря, так и пресноводными. Среди морских встречены виды, вымершие в плиоцене, плейстоцене и ныне живущие. Обилие в осадках разреза пресноводных диатомей, обитающих в текучих водах, свидетельствует, что накопление осадков происходило вблизи устья реки. Наиболее богатые как в видовом, так и в количественном отношении диатомовые комплексы отмечены в интервалах 3.6–3.8, 6.4–6.95 и 13.6–14.0 м. Остальная часть разреза содержит единичные створки диатомей различной экологической толерантности. Изменения в экологической структуре диатомовой флоры по разрезу позволили выделить три комплекса, показывающие уменьшение глубины формирования осадков вверх по разрезу.

Комплекс 1 (интервал 13.6–14.0 м) включает 45 форм морских диатомей, относящихся к 19 родам, и 12 таксонов пресноводных. Возрастную структуру

комплекса формируют *Proboscia barboi*, *Achotensis ochotensis* var. *fossilis*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*. Здесь же встречены переотложенные виды (*Puxidicula zabelinae*, *Stephanopyxis horridus*, *S. inermis*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*), характерные для плиоцена Итурупа (Витухин и др., 1996). По своей возрастной структуре и по видам-маркерам комплекс относится к верхней части зоны *Proboscia barboi*. В комплексе доминируют сублиторальные *Diploneis interrupta* (59 %), *D. smithii* (13 %) а также отмечены *Lyrella lyra* var. *atlantica*, *L. lyra* var. *siberelliptica*, *L. lyra*, *Isthmia nervoza*, что свидетельствует о формировании осадков на глубинах не более 10 м в условиях открытого залива с хорошо развитыми макрофитами. Встречены южнобореальные океанические *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. perforatus* и неритические *Thalassiosira pacifica*, *Th. oestrupii*. Пресноводные виды малочисленны (7 %) и свидетельствуют о незначительном влиянии речного стока.

Комплекс 2 (интервал 6.4–6.95 м) включает 24 морских вида, что составляет не более 30 % от общего количества створок, и 88 пресноводных. Из зональных диатомей встречены *Proboscia barboi*, *Achotensis ochotensis* var. *fossilis*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*. Из переотложенных отмечены единичные *Puxidicula zabelinae*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*. По своей экологической структуре комплекс подобен комплексу 1. Доминируют сублиторальные *Diploneis interrupta* (до 22 %), *D. smithii* (до 7 %), а также встречены единичные *Hyalodiscus obsoletus*, *Grammatophora oceanica*, *D. subcincta*, *Paralia sulcata*, *Campylodiscus echeneis*. Из океанических отмечены тепловодные *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. argus*, *C. perforatus*. Характерной особенностью комплекса является значительное увеличение доли пресноводных форм, среди которых преобладают *Didymosphenia geminata* (до 10 %), *Symbella cistula* (до 7 %), *Aulacoseira crenulata* (до 6 %), *A. crassipunctata* (до 4 %), а также отмечены *Meridion circulare*, *Diatoma mesodon* и разнообразные виды рода *Fragilaria*, свидетельствующие о сильном речном влиянии. Осадки накапливались в приустьевой зоне залива в более мелководных условиях. В этих же отложениях обнаружены замещенные гидроксидами железа раковины *Crassostrea* sp., также указывающие на распресненные условия.

Комплекс 3 (интервал 3.6–3.8 м) включает 8 морских и 84 пресноводных вида. Зональные плейстоценовые диатомей не обнаружены. Морские включают виды, характерные для лагун (*Campylodiscus echeneis*, *Cocconeis costata*, *Diploneis interrupta*, *D. smithii*, *D. smithii* var. *pumila*, *Nitschia litoralis*, *Trachyneis aspera*, *Thalassiosira bramaputrae*). Доми-

нирующей группой являются пресноводные (95 %). Среди них преобладают *Fragilaria construens* var. *subsalina* (до 60 %), *F. construens* var. *venter* (до 8 %), *F. brevistriata* (до 12 %), *F. leptostauron* var. *martii* (до 2 %) и типичные реофилы *Didymosphenia geminata*, *Meridion circulare*, *Diatoma mesodon*, *D. hyemalis*, отмечено большое разнообразие представителей рода *Symbella*. Участие в комплексе разнообразных видов рода *Eunotia* свидетельствует о выносе их водотоком с заболоченных прибрежных районов. Такой комплекс свидетельствует о формировании отложений в приустьевой лагуне.

В нижней части разреза отмечена единичная пыльца древесных пород (*Quercus*, *Betula* sect. *Albae*, *Picea* sp.) и трав (*Gramineae*). В верхней части разреза, соответствующей диатомовому комплексу 2, пыльца и споры более обильны и отвечают развитию дубово-широколиственных и березово-широколиственных лесов. Доминантами являются *Betula* sect. *Albae* (до 48 %), *B. sect. Costatae* (до 10 %), *Betula* sp. (до 10 %), *Ulmus* (до 13 %), *Quercus* (11 %), а также встречена пыльца широколиственных *Juglans*, *Carpinus*, *Tilia*. Постоянно присутствует пыльца *Pinus* s/g *Haploxyton* (до 4 %), среди других хвойных – *Abies* и *Picea* sp. Состав пыльцы трав (до 40 %) свидетельствует о распространении разнотравных луговых сообществ с участием *Gramineae*, *Compositae*, *Rumex*, *Artemisia*, *Ranunculaceae*, *Shenopodiaceae*, *Polygonum*, *Primulaceae*, *Fobaceae*, кустарнички представлены *Rosaceae* (до 5%). Среди спор встречены *Polyodiaceae*, *Sphagnum*.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ структуры диатомовых комплексов и их корреляция с датированными среднеплейстоценовыми отложениями диатомовой зоны *Proboscia barboi* в осадках сахалинского шельфа [25] и Аляски [28], а также палеоландшафтные данные позволяют отнести их формирование к оптимуму среднего плейстоцена – к миндель-рисскому межледниковью (430–280 (313) тыс. л.н.), сопровождаемому двумя трансгрессивными фазами, отвечающими 11 и 9 кислородно-изотопным стадиям (КИС). Все изученные разрезы 25–30 м террасы о. Итуруп, сложенные двумя седиментологическими ритмами, разделенными перерывом, фиксируют две трансгрессивные фазы среднего плейстоцена. Снизу вверх по разрезу в каждом ритме отчетливо наблюдается смена отложений различных морфодинамических подзон волновой аккумуляции – внешней (деформации волн), средней (разрушения волн) и пляжа (прибойного потока). Уменьшение глубины накопления отложений связано, по видимому, не с началом регрессий, ход которых



обычно очень быстрый [11], а со стабилизацией уровня моря, сопровождаемой интенсивной аккумуляцией в условиях, когда объем поступающего в береговую зону обломочного материала превышал скорость переработки. Развитие таких аккумулятивных форм береговой зоны при малоамплитудных осцилляциях (в пределах 4–6 м) уровня моря хорошо изучено для голоцена Курильских островов [13, 27].

В настоящее время трудно установить, какая среднеплейстоценовая трансгрессия выделяется на о. Итуруп. Первая интерпретация – выделяются два трансгрессивных пика, отвечающих одной длительной трансгрессии, сопоставляемой с 11 КИС. Другая интерпретация – отложения террасы формировались в условиях теплого климата с высоким стоянием уровня моря во время 11 и 9 КИС. Это представляется более вероятным, поскольку диатомовые комплексы показывают, что второй ритм формировался на меньшей глубине и в более холодноводных условиях. На изменение глубины формирования отложений указывает также изменчивость морфологических признаков *Proboscia barboi*. Так, для комплекса их нижнего ритма осадков характерны слабо изогнутые экземпляры, а для комплекса из верхнего ритма – с ярко выраженным коленообразным изгибом. В первом случае это фенотипы более глубоких мест обитания, во втором – более мелководных [21].

Участие в диатомовых комплексах океанических тепловодных и умеренно тепловодных форм указывает на перемещение к северу субарктического фронта. Состав диатомового комплекса даже на тихоокеанской стороне острова в зал. Касатка наиболее близок к современным ассоциациям северной части Японского моря [5, 8, 17], что свидетельствует о том, что температурные условия были более теплыми, чем современные (среднегодовая температура поверхностных вод была выше на 2–3 °С). Возможно, более интенсивным было и влияние теплого течения Сойя, проникавшего на тихоокеанскую сторону через пролив, существовавший на месте Куйбышевского перешейка. По данным П.Ю. Ковтуновича, морские отложения, одновозрастные с изученными разрезами, выходят по обрамлению других вулканических центров, что говорит о существовании мелководных проливов на месте перешейков и более интенсивном водообмене Охотского моря с Тихим океаном во время среднеплейстоценовых трансгрессий. На более тепловодные условия в прибрежной зоне острова указывает и присутствие *Crassostrea* sp., поскольку современная северная граница ареала устриц расположена южнее Курильских островов. Раковины *Crassostrea gigas* были обнаружены в отложениях оптимума голоцена на Кунашире [13, 27].

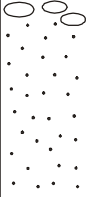
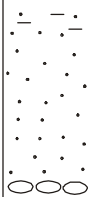
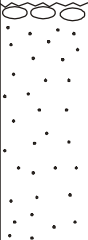
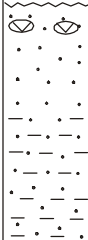
Климатические условия на острове были также теплее современных. На охотоморской стороне центральной части острова были развиты широколиственные и дубово-широколиственные леса с участием берез Тауша и Эрмана, ильма, липы, вишен с подлеском из кедрового стланика и бамбука. Из термофилов, не произрастающих в настоящее время на острове, отмечены граб и орех. Ландшафты были близки к современным растительным группировкам в районе Курильска. Оптимальная теплообеспеченность территории, обеспечивающая развитие таких широколиственных лесов, в частности сумма активных температур за период с температурами более 10 °С должна была быть не менее 1700–1800 °С [24]. Палинологическое изучение среднеплейстоценовых морских отложений может служить еще одним аргументом в подтверждение точки зрения о том, что ильм и дуб произрастали непрерывно в рефугиумах о. Итуруп в течение всего плейстоцена [24]. Постоянное присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы *Pinus* s/g *Haploxyton* свидетельствует о том, что *Pinus pumila* участвовал в растительных сообществах острова по крайней мере со среднего плейстоцена и его нельзя считать недавним пришельцем на Южные Курилы [23]. На о. Кунашир пыльца *Pinus* s/g *Haploxyton* отмечена в СПК с позднего плиоцена [20].

Находка среднеплейстоценовых отложений диатомовой зоны *Proboscia barboi* на о. Итуруп очень важна, поскольку известно лишь несколько точек в Северо-Западной Пацифике, где эти отложения были ранее установлены. Отложения вдоль среднеплейстоценовых береговых линий о. Итуруп коррелируются с отложениями анвильской трансгрессии Аляски (формация Кэйп Блоссом, слои Балдвин Силт и Селавик формация на п-ове Балдвин, 11 КИС) [28], январкинотскими слоями Чукотки (11 КИС) [18], верхней частью верхнеольховской подсвиты Камчатки [26], поронайским горизонтом шельфа Восточного Сахалина (11 КИС) [25], отложениями позднеголовнинской подсвиты о. Кунашир (11 и 9 КИС) [19, 20]. Большая часть территорий, где отложения среднеплейстоценовых трансгрессий выходят выше уровня моря, испытала или гляциоизостатический (как Чукотка) или тектонический подъем в плейстоцене.

Наиболее интересно сопоставить данные по отложениям вдоль среднеплейстоценовых древних береговых линий о. Итуруп с отложениями двух фаз позднеголовнинской трансгрессии о. Кунашир, соответствующих 11 и 9 КИС [19, 20]. В таблице приведено сравнение среднеплейстоценовых морских обстановок осадконакопления о. Итуруп и Кунашир. В отличие от о. Итуруп, где основным источником ма-



Таблица. Характеристика среднелейстоценовых обстановок осадконакопления о-вов Итуруп и Кунашир.

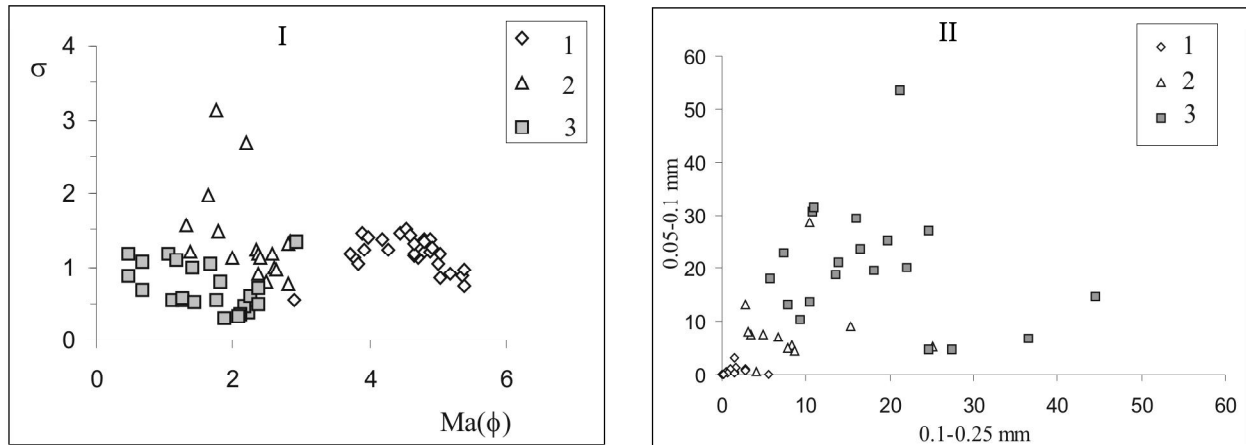
Возраст	о. Итуруп						о. Кунашир						Диатовые зоны
	Литология	Фации	Мощность, м	Превышение кровли, м н.у.м.	Палеорастительность	Кислородно-изотопные стадии	Литология	Фации	Мощность, м	Превышение кровли, м н.у.м.	Палеорастительность	Кислородно-изотопные стадии	
Средний плейстоцен		подводный береговой склон (глубины < 10 м), пляж	10–22	< 30	<i>Quercus, Betula, Ulmus, Carpinus, Juglans, Picea</i>	11(9?)		пляж, подводный береговой склон (глубины < 30 м)	6–8	55–60	<i>Abies, Picea, Betula, Alnus</i>	9	20–30
		подводный береговой склон (глубины < 10 м), пляж	8	10				шельф (глубины > 50 м)	105	> 40	<i>Picea, Betula, Ulmus, Quercus, Juglans, Tilia, Carpinus</i>	11	50
													<i>Proboscia barboi</i>

териала являлись продукты абразии, отложения верхнеголовинской подбиты накапливались по обрамлению подводного вулкана и, в основном, формировались за счет переработки его тefры, поэтому мощности этих толщ каждого трансгрессивного цикла составляют десятки метров. Разные источники и условия накопления обуславливают и различие в литологических характеристиках среднелейстоценовых отложений островов. Средний размер зерен увеличивается и улучшается степень сортировки от шельфовых фаций о. Кунашир к прибрежно-морским отложениям о. Итуруп (рис.5). Также наблюдается и тренд увеличения выхода тяжелой фракции к более мелководным отложениям Итурупа.

К настоящему времени ход колебаний уровня моря хорошо изучен на временной отрезок позднего плейстоцена–голоцена. Гораздо меньше информации имеется о более древних трансгрессивных циклах, включая средний плейстоцен. Это создает определенные трудности при оценке тектонического подъема побережья, поскольку данные по амплитуде подъема уровня моря в ходе трансгрессивных фаз начала-середины плейстоцена неоднозначны и противоречивы. Если считать, что уровень моря во время среднелейстоценовой трансгрессии, сопоставляемой с 11 КИС, был на +22–25 м выше современного, как это предполагается для анвильской трансгрессии

Аляски [28], то приходится допускать, что амплитуда тектонического подъема отложений, слагающих 25–30 м террасу о. Итуруп, не превышала нескольких метров. Если допустить, что уровень моря был близок к современному, амплитуда тектонического подъема о. Итуруп в среднем плейстоцене оценивается около 20–25 м. В любом случае эти значения намного ниже ранее полученных значений, основанных на предположении об образовании террасы в последнее межледниковье [1, 9, 14].

Более достоверными, по-видимому, будут относительные оценки, если сравнивать подъем отдельных блоков в пределах Южных Курил. Так, присутствие только мелководных отложений в разрезах морских террас Итурупа по сравнению с плио-плейстоценовыми толщами Кунашира, сложенными фациями открытого шельфа и нижней части берегового склона [19, 20], позволяет нам предположить, что в среднем плейстоцене тектонический подъем Итурупа был менее интенсивным, чем в районе Кунашира. Разница в амплитуде подъема составляет 20 м, если коррелировать 25–30 м террасу о. Итуруп с 9 КИС, и более 50 м, если мы сопоставляем ее с 11 КИС. Если для юга Кунашира скорость подъема территории в среднем плейстоцене оценивается около 0.28 мм/год [19], что соответствует оценкам К.Ф. Сергеева для



**Рис. 5.** Диаграммы: I – средний размер зерен (Ma) – коэффициент сортировки ( $\sigma$ ), II – выход тяжелых минералов во фракциях 0.05–0.1 и 0.1–0.25 мм для среднеплейстоценовых морских отложений о-вов Итуруп и Кунашир.

1 – о. Кунашир (11 КИС), 2 – то же (9 КИС), 3 – о. Итуруп (11, 9 КИС).

Большой Курильской гряды [22], то для Итурупа эти величины были не более 0.15 мм/год.

На тихоокеанской стороне о. Итуруп формирование верхней пачки песков происходило в более глубоководных условиях, чем на охотоморском берегу, и второй ритм залегает на больших абсолютных отметках. Эти факты могут свидетельствовать о большей амплитуде тектонического подъема тихоокеанской стороны острова (разница в амплитудах более 5 м). Присутствие нептунической дайки, выполненной грубым материалом, на тихоокеанской стороне указывает на высокую сейсмическую активность территории в среднем плейстоцене.

#### ВЫВОДЫ

1. Отложения 25–30 м морской террасы о. Итуруп имеют среднеплейстоценовый возраст и образовались во время двух трансгрессивных фаз в условиях, сопоставляемых с миндель-рисским межледниковьем.

2. Во время их накопления температурные условия поверхностных водных масс были теплее современных и, вероятно, теплее, чем в оптимум голоцена. На месте перешейков существовали мелководные проливы, и водообмен Охотского моря с Тихим океаном был более интенсивным.

3. Тектонический подъем территории Южных Курил был гораздо более медленный, чем это традиционно принято считать. Возможно, его ход был неравномерным и замедлился в позднем плейстоцене–голоцене, итурупский блок приподнят меньше, чем кунаширский.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений о. Итуруп // Изв. Сах. отд-ния геогр. о-ва СССР. Южно-Сахалинск, 1971. С. 74–81.
2. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. 1994. 20 с.
3. Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский М.Ю., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 55–68.
4. Грабков В.К. Спектры морских террас как отражение плейстоценовых вертикальных движений земной коры северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975. Вып.3. С. 151–163.
5. Гребенникова Т.А., Плетнев С.П. Новый метод оценки плейстоценовых палеотемператур водной среды по ископаемым диатомовым водорослям (на примере Японского моря) // Океанология. 1988. Т. XXVIII, вып. 46. С. 605–612.
6. Долотов Ю.С., Жаромкис Р.Б., Кирлис В.И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М.: Наука, 1982. 183 с.
7. Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Курильские острова. Стратиграфия // Геология СССР. Т. 31. М.: Недра, 1964. С. 527–566.
8. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
9. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. М.: Наука, 1974. 439 с.
10. Канаев В.Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах // Тр. ИО АН СССР. 1959. Т. 32. С. 215–231.
11. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.

12. Каплин П.А. Изменение уровня океана и их влияние на эволюцию окраин континентов//Тенденции развития природы в новейшее время (океан-материк-шельф) М.: МГУ, 1993. С. 36–83.
13. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д., Лутаенко К.А. Голоценовые отложений и палеогеография острова Кунашир (Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 25–40.
14. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.
15. Павлидис Ю.А. некоторые особенности образования современных отложений в пределах вулканического архипелага (на примере Курильских островов). М.: Наука, 1968. 112 с.
16. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Фации шельфа. М.: ИО РАН, 1995. 192 с.
17. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 139 с.
18. Пушкарь В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене (палеоэкологический анализ по диатомеям). Автореф. дис... д-ра геогр. наук. Владивосток, 1998. 51 с.
19. Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Отложения и возраст позднеголовнинской трансгрессии на о. Кунашир (средний плейстоцен) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. N 6. С. 50–64.
20. Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Гребенникова Т.С., Шаповалов В.В., Ганзей Л.А., Мохова Л.М. Плиоцен-плейстоценовые отложения и события побережья залива Измены (Южный Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 50–64.
21. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и плейстоцена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 222 с.
22. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
23. Удра И.Ф. Возникновение *Pinus pumila* (pall.) Regel (*Pinaceae*) и формирование его ареала // Ботан. журн. 1978. Т. 63, № 9. С. 1337–1341.
24. Урусов В.М., Чипизубова М.Н. Растительность Курил. Вопросы динамики и происхождения. Владивосток: Дальнаука, 2000. 302 с.
25. Черепанова М.В., Пушкарь В.С., Короткий А.М., Ковалюх Н.Н., Караулова Л.П. Стратиграфия отложений шельфа Восточного Сахалина // Морские террасы и история шельфа о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 92–117.
26. Gladenkov A.Yu. Diatom assemblages from the Pliocene and Pleistocene boundary beds in Kamchatka, Russia // Micro-paleontology. 1994. V. 40. N 1. P. 79–94.
27. Korotky A.M., Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mikhova L.M., Bazarova V.B., Sulerzhitsky L.D., Lutaenko K.A. Middle and late-Holocene environments and vegetation history of Kunashir Island, Kurile Islands, northwestern Pacific // Holocene. 2000. V. 10, N 3. P. 311–331.
28. Pushkar V.S., Roof S.R., Cherepanova M.V., Hopkins D.M., Brigham-Grette J. Paleogeographic and paleoclimatic significance of diatoms from middle Pleistocene marine and glaciomarine deposits on Baldwin Peninsula, northwestern Alaska // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V.152. P. 67–85.
29. Reading H.R., Collinson J.D. Clastic coasts // Sedimentary environments. Processes, Facies and Stratigraphy. Oxford: Blackwell Science, 1996. P. 154–231.

Поступила в редакцию 10 октября 2000 г.

Рекомендована к печати К.Ф. Сергеевым

*N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, L.M. Mikhova*

#### Middle Pleistocene littoral deposits, Iturup Island, Kurils

The Middle Pleistocene age of the 25-30 m marine terrace of Iturup Island was established on the basis of diatom (*Proboscia barboi* diatom zone) and pollen data. The studied sections include two sedimentological rhythms, recording two transgressive phases correlated with 11 and 9 oxygen isotopic stages. The facial features and paleogeographical environments were reconstructed. The Mindel-Riss Interglacial climate was warmer than the Present temperature conditions and possibly warmer than the Holocene Optimum. Shallow straits developed on the place of the isthmuses, and water exchange between the Sea of Okhotsk and the Pacific was more intense. The tectonic uplift of Iturup Island was slower than it is estimated. The Iturup block uplift magnitude was less than that of the Kunashir block.