

УДК 551.78

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА БЕЛЬКОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА): К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2013 г. А. Б. Кузьмичев, Г. Н. Александрова, А. Б. Герман,
М. К. Данукалова, А. Н. Симакова

Геологический институт РАН, Москва

e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.12.2011 г., получена после доработки 03.04.2012 г.

В статье дана характеристика разреза палеоген-неогеновых отложений острова Бельковский общей мощностью 40 м, накопившихся в краевой части флювиальной равнины. Описана листовая флора и спорово-пыльцевые комплексы, которые позволяют заключить, что изученные отложения имеют позднеэоценовый–раннемиоценовый возраст. Авторы не исключают наличие перерыва в осадко-накоплении, приуроченного к границе эоцена и олигоцена. Дано обоснование того, что палеоген-неогеновые отложения ранее перекрывали всю территорию о. Бельковский. Они преимущественно размыты на острове, но, по-видимому, сохранились в акватории на Бельковском горсте и в проливе Заря. Это позволяет предполагать, что дочетвертичный сейсмокомплекс, сплошным чехлом перекрывающий Бельковский горст, также имеет в основном позднеэоценовый–раннемиоценовый возраст. Выборочное датирование неокатанных обломочных цирконов из нижнемиоценовых конгломератов позволяет обосновать транспортировку осадков из Верхояно-Колымской складчатой области вдоль Бельковско-Святоносского грабена. В Восточно-Лаптевском поднятии, по-видимому, располагался выход кристаллического фундамента, сходный с Усть-Ленским выступом. Он, видимо, и являлся источником метаморфогенной кластики, в том числе цирконов с возрастом 1850–2000 млн. лет.

Ключевые слова: шельф моря Лаптевых, Новосибирские острова, о. Бельковский, палеогеновые и неогеновые отложения, спорово-пыльцевой комплекс, детритовые цирконы.

DOI: 10.7868/S0869592X13040054

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что осадочный чехол на шельфе моря Лаптевых начал формироваться в середине мелового периода и что существенная его часть сложена третичными отложениями (Drachev et al., 1998, 2010; Franke et al., 2001; Franke, Hin, 2005; Драчев, 2000; Kos'ko, Trufanov, 2002). Строе-ние чехла известно только по сейсмическим данным и не подтверждено данными бурения. Целью исследования является характеристика континентальных палеоген-неогеновых отложений, обнаженных на о. Бельковский. Остров Бельковский расположен в восточной части моря Лаптевых (рис. 1) и представляет собой приподнятый над уровнем моря участок шельфа. Прямые наблюдения в береговых обрывах позволяют охарактеризовать литологические особенности пород и обстановку их накопления, а также увязать датированные наземные выходы с сейсмокомплексами, выявленными в осадочном чехле в восточной части Лаптевоморского шельфа. Полевое и лабораторное изучение третичных отложений осуществ-

лено А.Б. Кузьмичевым и М.К. Данукаловой, макроостатки ископаемых растений изучены А.Б. Германом, палинологические исследования проведены Г.Н. Александровой и А.Н. Симаковой.

Как показано ниже, палеоген-неогеновые отложения некогда перекрывали большую часть территории о. Бельковский. Они преимущественно смыты во время обособления и воздымания острова и сохранились только в нескольких пунктах — наиболее прогнутых участках плиоценового рельефа (рис. 2, врезка). Выходы третичных отложений в центральной части острова легко опознаются на местности, так как образуют лишённые растительности песчаные проплешины среди задернованных плейстоценовых–голоценовых суглинков. Такие выходы отчетливо дешифрируются на космоснимках. В северо-западном выходе (рис. 2, № 1 на врезке), кроме таких высыпок, почти ничего не обнажено, и только в бортах некоторых ручьев видно, что в разрезе преобладают сортированные косослоистые аллювиальные пески с горизонтами гравия и редкой

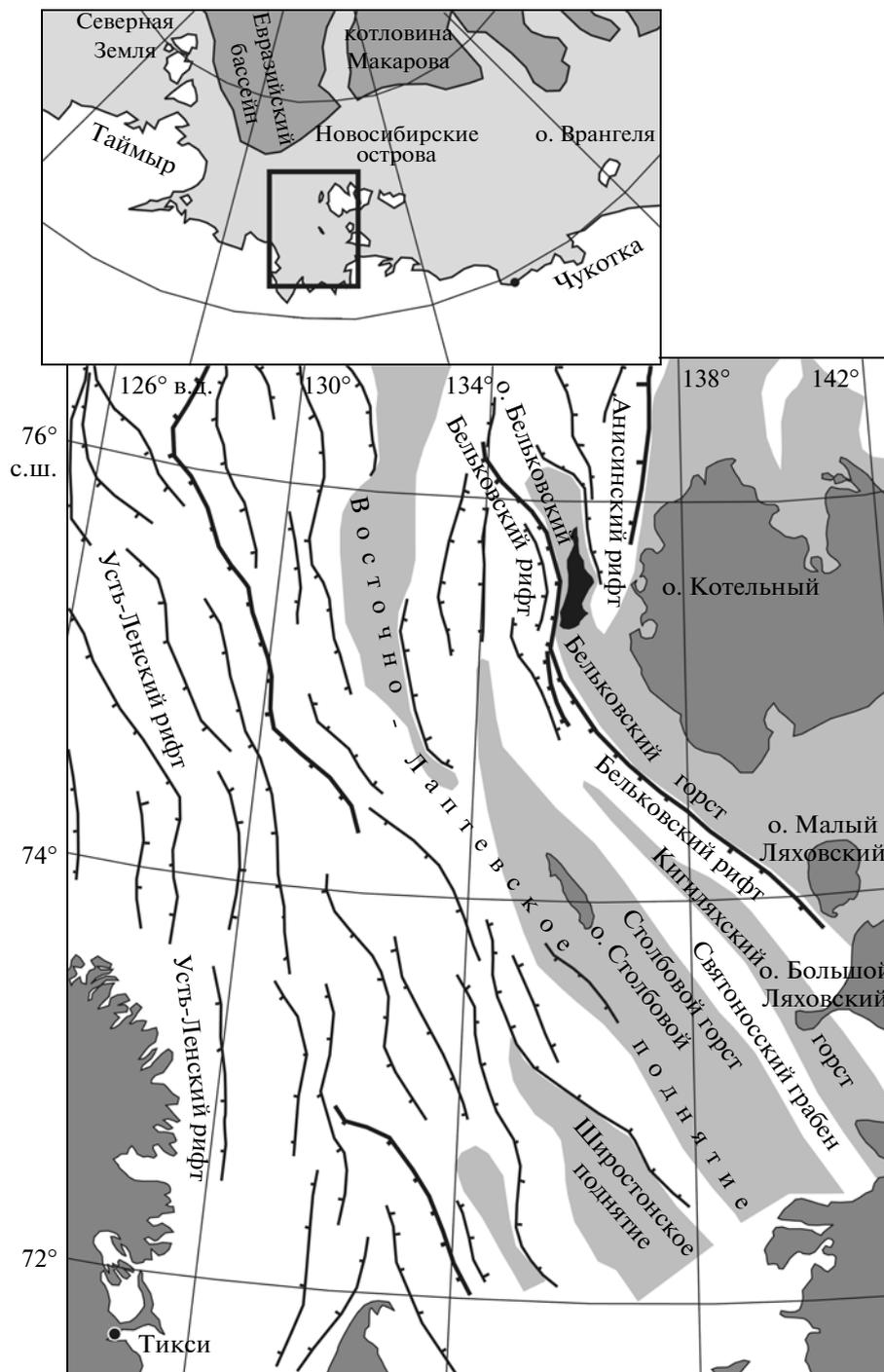


Рис. 1. Остров Бельковский (залит черным) в структуре восточной части моря Лаптевых (по (Drachev et al., 1998, 2010), упрощено).

Области поднятий на шельфе выделены серой заливкой. Жирные зубчатые линии – главные сбросы, прочие линии – сбросы. На врезке вверху – обзорная схема, положение рис. 1 показано прямоугольником.

галькой. В северо-восточном выходе (рис. 2, № 2 на врезке) в низком (до 4 м) береговом обрыве обнажена кора выветривания по карбонатным породам среднедевонской соколовской свиты. Карбонатные породы превращены в однородную

бурую массу, в которой слабоизмененными остались только кальцитовые жилы.

Обширный выход третичных пород в приводораздельной части острова (рис. 2, № 3 на врезке) прорыт многочисленными врезанными ручьями,

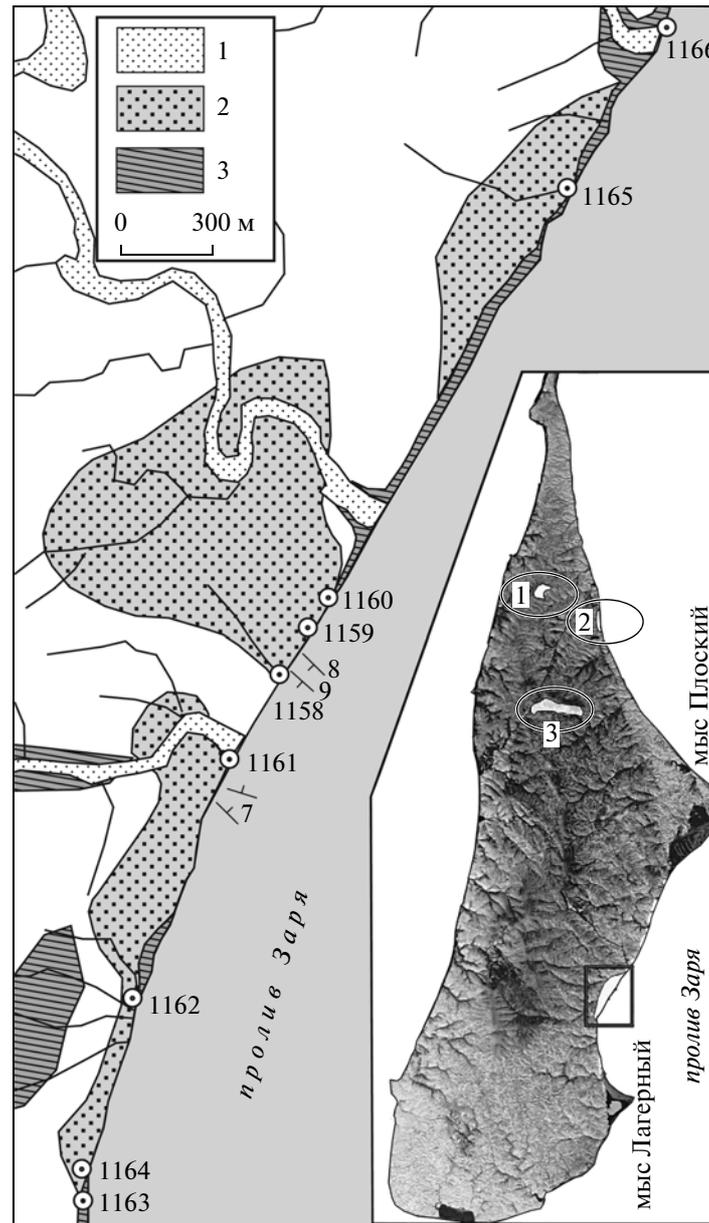


Рис. 2. Схема опорного обнажения третичных пород на восточном берегу о. Бельковский.

1 – современный аллювий; 2 – третичные отложения; 3 – чекурская свита (фамен–низы турне).

На врезке – выходы третичных отложений на о. Бельковский. Очерченные овалами выходы (№ 1–3) кратко охарактеризованы в тексте, прямоугольник – опорное обнажение восточного берега.

русла которых завалены галькой и валунами, вымытыми из неогеновых конгломератов. Расчистками здесь вскрыто более 10 м разреза, сложенного переслаиванием желтоватых, местами косо-слоистых песков, серых и темно-серых суглинков и супесей. Разрез содержит прослой конгломератов и обогащенные растительным детритом горизонты, которые располагаются довольно регулярно и обуславливают его ритмичное строение. Подошва третичного комплекса здесь не обнажена. На олигоцен-нижнемиоценовых песках залегают

плиоценовые (Косько и др., 1985) конгломераты, галька в которых переотложена из подстилающих третичных конгломератов. Здесь же встречены глыбовые свалы палеозойских пород.

Самый полный выход палеоген-неогенового комплекса расположен на восточном берегу острова к северу от мыса Лагерный (рис. 2). Этот разрез рассматривался как опорный геологами НИИГА, проводившими здесь среднемасштабную геологическую съемку (Косько и др., 1985). Нами получены более подробные сведения о его строении.

На этом участке третичные породы выходят не только в клифе, они обнажены также по ручьям и частично на водоразделах. Руслу ручьев, промывающих эти отложения, обычно завалены железисто-карбонатными конкрециями, в меньшей степени галькой, валунами и обломками древесины, вымытыми из рыхлых третичных пород. В береговом обрыве выходы палеоген-неогеновых пород вскрываются на протяжении 3,8 км (рис. 2). На значительной части этого интервала вскрыты только нижние горизонты третичного разреза и подстилающие палеозойские породы. Последние сложены сланцами чекурской свиты позднего девона—раннего карбона (франский ярус—низ турнейского яруса). Детальное описание третичных отложений этого выхода дано ниже.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ТРЕТИЧНОГО КОМПЛЕКСА

Береговой обрыв, в котором вскрывается опорный разрез палеоген-неогеновых отложений, делится долинами крупных ручьев на три сегмента. Наиболее полный фрагмент разреза длиной около 300 м обнажен в центральном сегменте (рис. 2). Здесь слою залегают наклонно, и от подошвы, расположенной вблизи т. 1160, разрез наращивается в юго-западном направлении. Это единственное место на острове, где в обрыве обнажены верхние видимые горизонты третичного комплекса. В южном сегменте в интервале точек 1161—1164 (рис. 2) также вскрыт сравнительно полный разрез, однако его верхняя половина обнажена в низком оплывшем обрыве и не пригодна для послойного описания. В северном сегменте видны только нижние горизонты комплекса, мощность которых сокращена, и корреляция с опорным разрезом неуверенная. Ниже дано послойное описание разреза (снизу вверх) центрального сегмента в интервале точек 1158—1160, которое дополнено наблюдениями в северном и южном сегментах.

Пачка 1. Вблизи точки 1160 нижние горизонты разреза сложены однородной неслоистой сизой, серой или буроватой глиной (рис. 3). В коренной стенке она растресканная, щебнистая, в мокром виде — пластичная. В некоторых выходах видно, что глина состоит из хлопьев и пластинчатых обломков глинизированных сланцев чекурской свиты, то есть представляет собой переотложен-

ную кору выветривания по палеозойским породам. На разных уровнях, начиная от самого основания, в глине этой пачки встречаются редкие щепки, ветки, фрагменты стволов, обломки полукатанных пермо-триасовых диабазов и девонских сланцев, единичные переотложенные железисто-известковистые конкреции. В подошве сизая глина по резкой границе ложится на сланцы чекурской свиты, которые слабо затронуты процессами выветривания и сохраняют монолитность. На их поверхности местами залегают мало-мощный (первые сантиметры) прерывистый слой песка с разрозненным гравием и единичной галькой диабаза. В верхней части пачки глина постепенно переходит в суглинок и приобретает слабо выраженную слоистость. Здесь эпизодически присутствует железисто-карбонатный конкрециевидный горизонт с обильным растительным детритом и редкими отпечатками листьев.

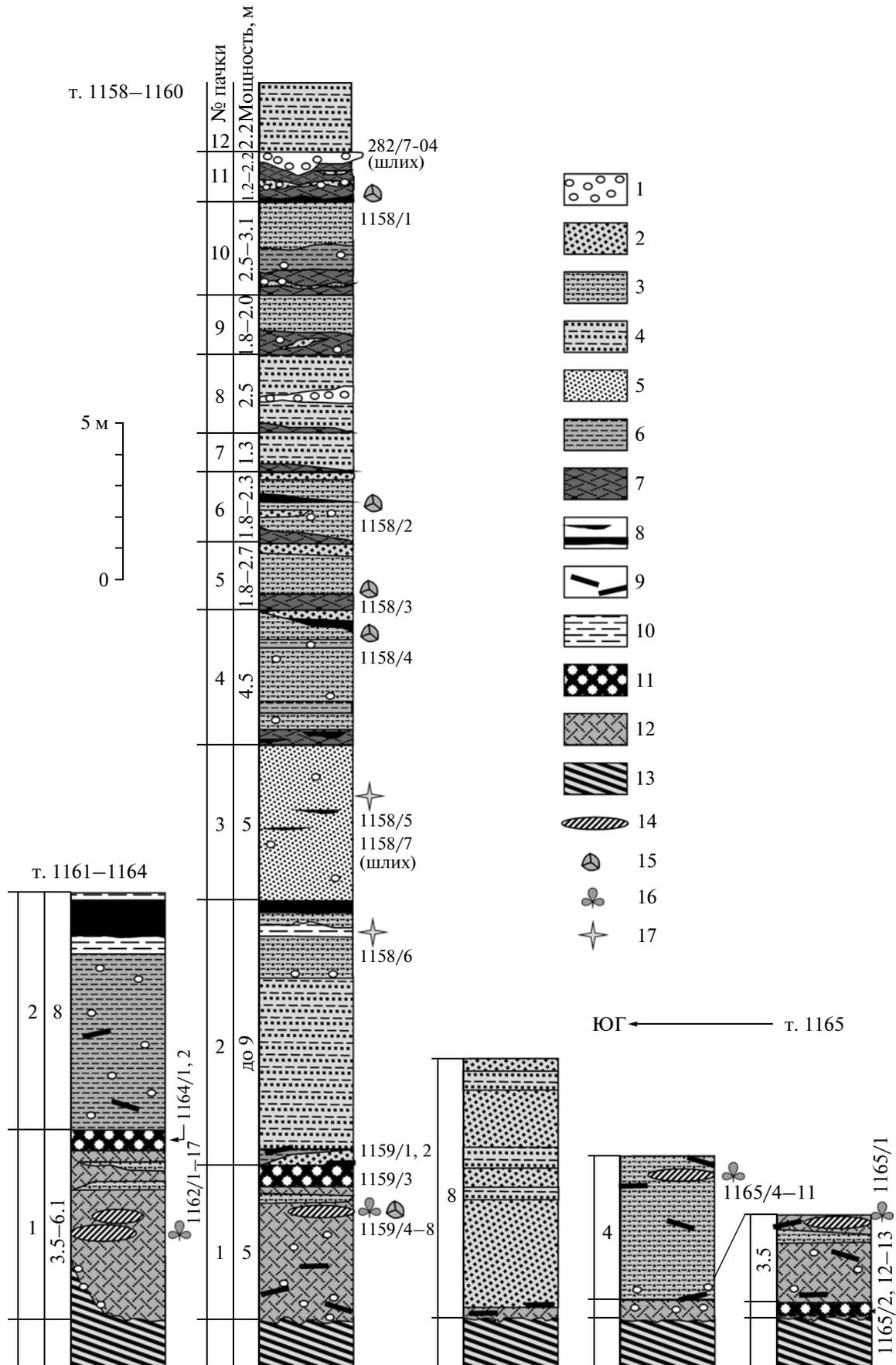
В кровле лежит маркирующий пизолитовый горизонт, сложенный двумя или тремя конкрециевидными прослоями плотной, реже рыхлой, темно-бурой железистой породы. Она состоит из шариков размером 1—2 мм. Порода обычно выглядит как пористая пемза, так как пизолиты почти всегда растворены. Железистые пласты разделены однородным желто-бурым суглинком, переполненным растительным детритом. В суглинке местами также присутствуют пластинки глинизированных чекурских сланцев. Общая мощность пизолитового горизонта 60 см, он встречен почти во всех выходах (рис. 3).

Мощность пачки 1 в центральном сегменте составляет 5 м. Благодаря специфическому составу она опознается и в остальных выходах палеоген-неогенового комплекса.

В южном сегменте (интервал точек 1161—1164, рис. 2) в 550 м к ЮЮЗ от точки 1161 пачка 1 видна на полную мощность, которая в данном месте составляет 6,1 м. Здесь пачка сложена серым и сизым однородным суглинком с обломками выветрелых чекурских пород, в верхней половине появляются невыдержанные прослой супеси, в кровле — типичный оолитовый горизонт. Конкреции отсутствуют. Южнее, вблизи точки 1162, мощность пачки 1 сокращается до 3,5 м. В ее нижней части появляются многочисленные сидеритовые конкреции, а также карбонатно-глинистые стяжения с макроостатками растений. На поверх-

Рис. 3. Стратиграфические колонки выходов третичных отложений на восточном берегу о. Бельковский.

1 — разрозненная галька и прослой конгломерата; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — ленточное и линзовидное (гнездовидное) переслаивание песка, супеси, суглинка и глины; 5 — лёссовидная неслоистая порода; 6 — глина и суглинок; 7 — почвенные горизонты, обогащенные растительной органикой; 8 — углефицированный торф; 9 — обломки лигнитизированной древесины; 10 — светлая каолиновая (?) глина, алеврит; 11 — железистый пизолитовый горизонт; 12 — неслоистая глина, состоящая из переотложенной коры выветривания по чекурским сланцам; 13 — чекурская свита (фамен—низ турне); 14 — железисто-карбонатные пластовые конкреции; 15 — палинологические образцы; 16 — образцы листовой флоры; 17 — пепловый туф (туффит?) риолитового состава.



ности чекурских сланцев лежит редкая галька, иногда валуны палеозойских пород и диабазов, встречается также щебень сланцев. Вблизи точки 1164 пачка 1 имеет стандартное строение: она сложена неяснослоистой глиной, венчаемой пизолитовым горизонтом. Последний имеет мощность до 0.7 м и состоит из трех “пемзовых” прослоев. Мощность пачки 1 в окрестностях точки 1164 с юга на север на коротком расстоянии увеличивается с 3.0 до 4.7 м.

В северном сегменте, вблизи точки 1165, обнажен сокращенный разрез нижних горизонтов комплекса (рис. 3). На палеозойских породах лежит темно-серая вязкая глина (около 10 см) с редкой галькой окатанных диабазов и редким щебнем выветрелых чекурских сланцев. Выше — пизолитовый горизонт (10–15 см), который представляет собой слаболитифицированную буро-черную комковатую массу с мелкими сферолитами, с редкой галькой и щебнем сланцев. На простирации переходит в твердую “пемзу”.

Пачка 2. В некоторых обнажениях нижний контакт эрозионный. Пачка имеет трехчленное строение.

Базальная часть пачки фациально изменчива. В основании располагается горизонт, состоящий из линз грубого песка с обломками древесины и ветками, разделенных глинистыми прослойками (0.5 м). Местами горизонт залегает с размывом на пачке 1. Севернее в основании пачки лежит навал углефицированной древесной щепы, над ним — светлый песок. Еще севернее (все еще в пределах опорного участка) в основании пачки прослеживается линза ржавого песка (до 0.4 м), в кровле которой — горизонт щепы.

Основная часть пачки сложена чередованием песка и глины (слойки по 2–3 см), нарушенным многочисленными микросбросами. В нижней части переслаивание линзовидное и гнездовидное, в средней части разреза — более упорядоченное, параллельно-слоистое. Глинистые пропластки в верхней части пачки характеризуются неоднородной узорчатой текстурой, вероятно обусловленной переработкой субстрата корнями растений. В кровле — серо-сизый суглинок с разрозненной обугленной щепой. Мощность до 7.5 м.

Верхняя часть пачки обнажена вблизи точки 1159 (рис. 2). Здесь слои деформированы: нарушены серией сбросов (ЗСЗ крыло опущено) и присбросовыми складками. Это маркирующая часть разреза, сложенная контрастным сочетанием белого алевролита, переходящего в белую глину (внизу), и черного углефицированного торфа (вверху) общей мощностью 1–1.5 м. Севернее точки 1159 последовательность отложений несколько более сложная (снизу вверх): а) черный горизонт углефицированной щепы; б) комковидный пласт белой пористой породы; в) бурый су-

глинок; г) черный торф. Севернее эта контрастная часть разреза постепенно выклинивается, причем выклинивание осуществляется отдельными кулисными линзами. Белые алевролиты этой пачки содержат кристаллокласты санидина и кварца и, возможно, представляют собой пепловый туф или туффит.

Мощность пачки 2 в центральном сегменте 8.5–9.0 м.

На южном отрезке обрывов в интервале точек 1161–1164 пачка 2 сложена грубослоистой глиной с редкой крупной галькой песчаника и сланца и обломками древесины. В кровле — маркирующий контрастный горизонт общей мощностью около 2 м. Он сложен торфом (до 1.2 м), который представляет собой плотно переплетенный каркас из веток, сцементированный черным сыпучим материалом. Выше и ниже торфа лежит белая глина.

В северном сегменте вблизи точки 1165 пачка 2 отличается по составу. На горизонте “пемзы” здесь лежит бурая неслоистая порода с включениями щебня чекурских сланцев, глинизированных в разной степени (40 см). Если обломков много, то вместе они превращаются в неслоистую глину, аналогичную той, которая слагает пачку 1, но в данном случае контуры хлопьев и обломков глинизированных сланцев видны гораздо более отчетливо. Выше лежащий разрез видимой мощностью около 3 м в этом обнажении (вблизи точки 1165) подобен по составу пачке 1 и также сложен сизой глиной. В нижней половине в глине встречаются обломки древесины и редкая галька, в верхней части присутствуют прослой супеси и сидерит-лимонитовые конкреции.

К югу от точки 1165 большая часть обрыва сложена супесями с редкой галькой мощностью около 4 м. В верхней части встречаются многочисленные обломки древесины и несколько невыдержанных уровней карбонатно-глинистых конкреций. Еще южнее практически вся видимая мощность третичных отложений (около 8 м) приходится на грубослоистый косослоистый песок, содержащий пачки контрастного переслаивания с суглинком. Вблизи основания разреза встречены обломки крупных древесных стволов длиной в несколько метров и диаметром более 60 см. Вся эта толща предположительно является аналогом пачки 2 опорного разреза.

Пачка 3. Сложна светлой зеленовато- или желтовато-серой лёссоподобной породой, местами оржавленной. В сухом состоянии эта порода почти белая. Лёссоподобный облик породе придает отсутствие слоистости и вертикальная трещиноватость. Порода легкая, пористая, интенсивно впитывает воду и в воде рассыпается. В поле она была описана как алевролит, участками песчаный алевролит. Встречается галька песчаника, гравий, крупные кварцевые песчинки. В средней ча-

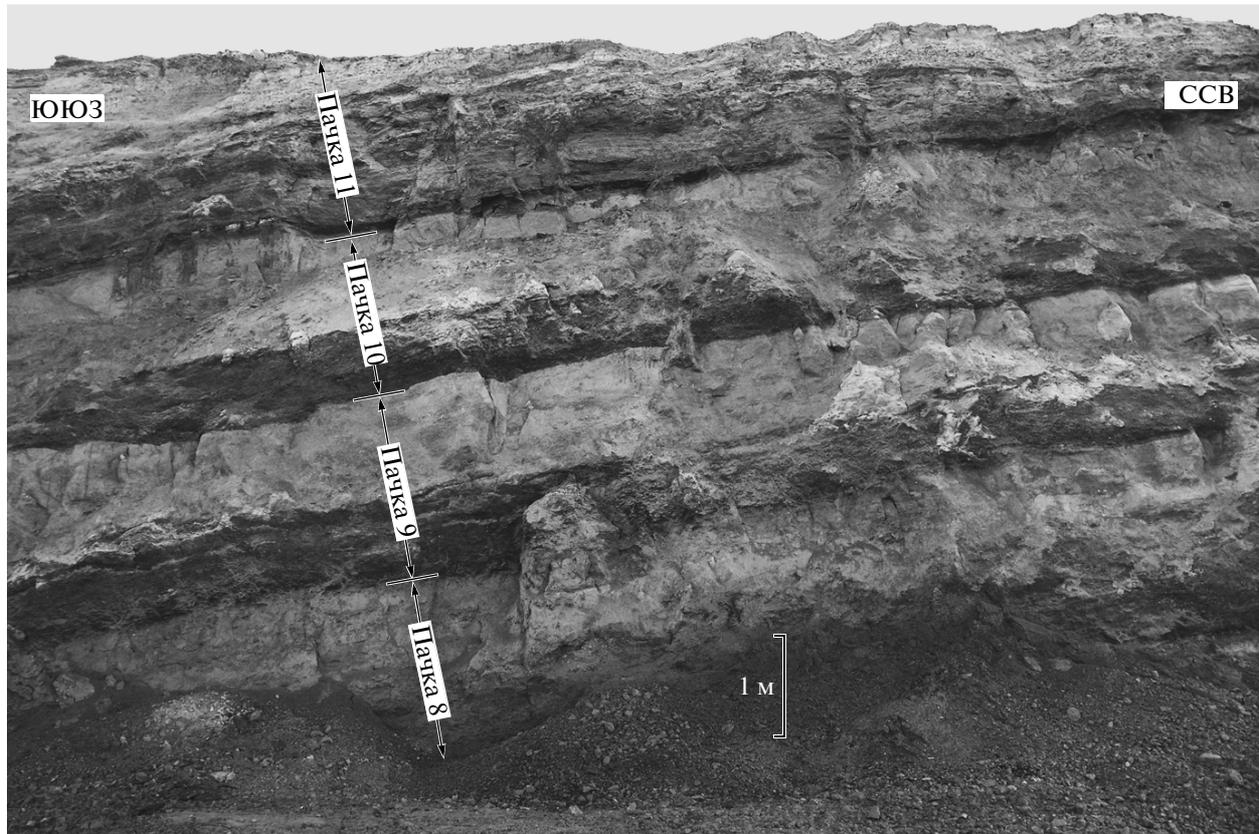


Рис. 4. Циклическое строение наклонно лежащих верхних горизонтов третичного комплекса вблизи точки 1158 (см. рис. 2).

На фотографии видны пачки 8–11 опорного разреза и нижняя часть пачки 12. Высота обрыва 8 м.

сти местами присутствуют маломощные невыдержанные линзы черного углистого материала. Под микроскопом порода этой пачки оказалась сходной с пепловым туфом риолитового состава, изучавшимся нами ранее в разрезе альбских отложений о. Котельный (Кузьмичев и др., 2009). Она преимущественно состоит из осколков риолитового стекла, кристаллокластов кварца и санидина. Присутствие санидина подтверждено измерением показателя преломления в иммерсионных жидкостях. Часть кластики представлена ксеногенным материалом, включающим фрагменты пород, углефицированной древесины, зерна граната и др. Отсутствие сортировки не исключает того, что эта пачка представляет собой непереотложенный туф, богатый ксеногенными обломками. Мощность пачки 5.2 м.

Пачка 4. Отделяется сбросом от пачки 3, стратиграфический контакт не наблюдался. В основании – бурый структурированный почвенный горизонт с обломками древесины и гнездами черного углефицированного растительного детрита. Севернее этот горизонт имеет меньшую мощность и выражен менее отчетливо. Основная часть пачки слабо дифференцирована. Она сложена супесями

и суглинками, чередующимися неявно выраженными пластами. В супесях присутствует рассеянная мелкая галька, гравий кварца и пластинки палеозойских сланцев; встречаются линзы песка неправильных очертаний. В верхней трети пачки появляется дополнительный цикл, сложенный в нижней части слоистым темным песчано-глинистым материалом, обогащенным растительной органикой (0.5 м), в верхней части – светлым песком. Южнее этот цикл полностью выклинивается. Мощность пачки около 4.5 м.

Вышележащая часть разреза имеет отчетливое циклическое строение (рис. 4). Наиболее резкие, легко идентифицируемые границы в разрезе приурочены к нижним поверхностям темных торфяных-почвенных прослоев, лежащих на светлом песке. Именно по таким границам выделены пачки в описанной ниже последовательности. Типичный цикл начинается с почвенного горизонта, обогащенного растительным детритом и гумусом. Он имеет резкую нижнюю границу, а вверх относительно постепенно, через переслаивание сменяется супесями и суглинками. В кровле обычно лежит линзовидный слой светлого песка. В нижней и средней частях встречается разроз-

ненная галька. Горизонты конгломератов, если они присутствуют в составе цикла, могут встречаться в нижней и средней частях последовательности, то есть они могут залегать внутри торфяных-почвенных прослоев, перекрывать их или слагать невыдержанные горизонты внутри песчано-глинистой части.

Пачка 5. Стандартная последовательность от темного (почвенного) горизонта в основании к светлому песку в кровле. Темный прослой в основании прослежен на значительном расстоянии. Он является маркирующим для данного участка обнажения, так как нижележащий горизонт слабо дифференцирован. С севера на юг (вдоль обрыва) мощность флексурно увеличивается с 1.8 до 2.7 м.

Пачка 6. В основании — темный торфянисто-глинистый слой с очень неровной кровлей, осложненной конседиментационными сбросами и размывами. Выше — серые грубослоистые суглинки и супеси с заметными прослоями светлого песка. Присутствуют линзочки темного вещества, обогащенного растительным детритом. В средней части — редкая разрозненная галька. На простирании (южнее) в средней части пачки появляется дополнительный горизонт темного суглинка. Мощность 2.3 м, в северном направлении уменьшается до 1.8 м.

Пачка 7. В основании — заметный слой торфа или черного суглинка, обогащенного органикой; мощность в раздуве до 30 см, на расстоянии 3 м полностью выклинивается. Выше — линзовидное переслаивание светлого песка, относительно светлой супеси и сравнительно темной глины (суглинка). Встречаются мелкие пиритовые конкреции (хрустят под ножом). Мощность 1.3 м.

Пачка 8. В основании — глинисто-почвенный минерализованный горизонт, разламывается на щебень при попытке произвести зачистку обрыва. Основная часть пачки — линзовидное, с гнездами, переслаивание песка, суглинка и глины. В середине пачки — горизонт разрозненной гальки, переходящий по простиранию в редкогалеchnый конгломерат. Галька местная, хорошо окатанная или пластинчатая. Опознаются породы нерпалахской—чекурской свит верхнего девона, каменноугольно-пермской бельковской свиты и пермотриасовые диабазы. В верхней части — грубослоистая относительно светлая супесь и суглинок. Мощность 2.5 м.

Пачка 9. В нижней части (0.8 м) — темный структурированный крошащийся суглинок, обогащенный органическим веществом. Содержит разрозненную гальку и гнезда светлого песка. Слои, слагающие пачку, линзовидные. Верхняя часть пачки — светлая супесь. Мощность 1.8—2.1 м.

Пачка 10. В основании — темный горизонт (0.5—0.9 м). В его верхней и нижней частях — темно-бурая структурированная почва, крошащаяся

под ножом. Выше — линзовидный горизонт супеси и суглинка с редкой галькой (на простирании переходит в конгломерат), также перекрытый почвой. Верхняя часть пачки — однородный суглинок, переходящий вверх по разрезу в супесь. В суглинке встречается хорошо окатанная редкая галька и разрозненные обломки древесины. Супесь верхней части неслоистая, крошится под ножом. В супесях и суглинках встречаются линзы темного материала, обогащенного растительным детритом, и мелкие карбонатные включения. Прослеживание показывает, что все элементы этой пачки линзовидные, галька может встретиться на любом уровне. Мощность 2.2—3.0 м.

Пачка 11. В основании — плотный лигнитизированный торф (0.1—0.2 м), содержащий щепу, ветки и семена хвойных. Выше — темный глинисто-почвенный структурированный материал, обогащенный растительным детритом и переработанный корнями растений (0.6—1.4 м). Этот материал плотный, трещиноватый, содержит мелкие карбонатные стяжения. На разных уровнях присутствуют линзы суглинка, супеси, косослоистого песка, конгломерата. Мощность этой части пачки, обогащенной гумусом и растительными остатками, с юга на север в пределах обнажения уменьшается от 1.2 м до 60 см, а затем увеличивается до 1.4 м.

В кровле — конгломерат (0.1—0.8 м), состоящий из хорошо окатанной полимиктовой гальки, лежащей в хорошо отмученной песчано-гравийной смеси. Преобладают песчаники (преимущественно местные) и диабазы, пиритизированные роговики, плитки чекурских сланцев. Крупные обломки диабаза (до 40 см) полуокатаны. Диабазы сильно выветрелые и явно происходят из разреза в коре выветривания. Встречаются также обломки доломитов и лигнитизированной древесины. Из-за обилия обломочного пирита в составе тяжелой фракции этот слой покрыт желтыми выцветами ярозита. Мощность переменная и в раздувах достигает 80 см. Это один из немногих прослоев настоящего сортированного конгломерата с соприкасающимися гальками, обогащенного тяжелой фракцией. Мощность 10—80 см. Общая мощность пачки около 2 м.

Пачка 12. Надконгломератовые слои. Тонкое чередование песка, глины и суглинка. Песок серый, светло-серый и желтый. Глина серая и бурая. Выделяются прослои однородного песка мощностью до 0.4 м. Есть прослой косослоистого песка и супеси. Слоистость подчеркнута нитевидными прослоями лигнитизированного растительного детрита. Видимая мощность 2.2 м.

Суммарная мощность разреза в этом обнажении составила около 40 м (рис. 3), что приблизительно совпадает с оценкой геологов НИИГА.

ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ
ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Описанные отложения сформировались в континентальной обстановке. Аккумуляция осадка началась вследствие дифференцированных вертикальных тектонических движений, нарушивших доэоценовый пенеппен, сложенный продуктами выветривания палеозойских пород. Судя по наблюдениям на о. Котельный, мощность коры выветривания, сложенной дезинтегрированными и глинизированными в различной степени палеозойскими породами, составляла 3–7 м. Эта кора выветривания была полностью смыта на изученном участке. Деятельность рек на начальном этапе выражалась преимущественно в эрозии. Лишь местами сохранился маломощный (до нескольких см) базальный горизонт песчано-гравийной смеси с редкими гальками и валунами, который непосредственно лежит на палеозойском фундаменте. Кора выветривания, однако, не была смыта с окружающих возвышенностей. Именно она явилась источником материала для специфической фации пачки 1. Глины нижней части разреза представляют собой оползшие и перемещенные временными водотоками с окружающих возвышенностей продукты выветривания чекурских сланцев. Присутствие среди них единичных валунов свидетельствует о продолжающихся дифференциальных движениях: базальный речной аллювий оказался на относительной возвышенности, откуда оползал вместе с глинистой корой выветривания. Этот эоценовый (см. ниже) эпизод осадконакопления завершился повсеместным заболачиванием, которое сопровождалось формированием сидеритовых конкреций и железистых болотных руд. Среди последних встречаются специфические пемзоподобные породы, которые отмечены нами также в западной части о. Котельный (о. Тас-Ары и лагуна Нерпалах). Мы предполагаем, что все эти выходы маркируют единый уровень разреза, который с некоторой долей условности датируется концом эоцена (см. ниже).

Вышележащая преобладающая часть разреза третичного комплекса о. Бельковский накопилась в обстановке расчлененной флювиальной равнины. Более или менее уверенно здесь можно выделить фации паводковой поймы, зарастающих озер, мелких русел и другие (см., например, Алексеев, 2007). К русловым отложениям могут быть отнесены косослоистые пески (аналоги пачки 2?), наблюдавшиеся к югу от точки 1165. Это единственное крупное песчаное тело в береговом разрезе. Русловыми фациями также сложены фрагменты разреза, наблюдавшиеся в центральной части о. Бельковский на участках 1 и 3 (см. врезку на рис. 2).

Мы предполагаем, что третичные отложения о. Бельковский накапливались в обстановке конседиментационного прогибания. Прослеживание горизонтов демонстрирует быстрые изменения мощности некоторых из них. Затухающие вверх по разрезу флексурообразные изгибы пластов свидетельствуют о конседиментационной компенсации проседаний. В пределах опорного разреза такие изменения преимущественно однонаправленные: мощности отдельных пластов увеличиваются с ССВ на ЮЮЗ (от точки 1160 к точке 1158, см. рис. 2). Можно предположить, что общая мощность третичного разреза увеличивается в этом направлении и отличается от приведенной выше интегрированной оценки.

О наличии расчлененного рельефа на территории, окружавшей флювиальную равнину, свидетельствуют обломки палеозойских пород, рассеянные по всему разрезу третичного комплекса. Иногда такие обломки встречаются не только в пластах конгломерата, но и в супеси, суглинке или глине, где они могут образовывать редкие цепочки. Найдены также единичные изолированные глыбы размером около метра. Подобные обломки не могли быть перемещены речным потоком; скорее всего, они оползли в заболоченные низины с окружающих склонов.

Третичные отложения накапливались в обстановке дифференциальных тектонических перемещений, о чем свидетельствует присутствие конседиментационных разломов. В изученных рыхлых отложениях встречено неожиданно много нарушений. Разломы имеют сбросовую кинематику, указывающую на обстановку растяжения. Большинство крупных сбросов постседиментационные, но встречены также и конседиментационные сбросы субмеридионального и СЗ простирания. В частности, наблюдались сбросы переменной амплитуды, затухающие вверх по разрезу. Встречаются также складки, которые могут быть интерпретированы как результат оползания пород в направлении прогнутых частей осадочного бассейна. Авторы предполагают, что деформации пластов в опорном обнажении полностью или частично вызваны конседиментационными просадками. Распространено также альтернативное мнение о том, что деформации вызваны напряжениями сжатия (например, Драчев, 2000 и др.).

Деформированность пород является одним из признаков выделения олигоцен-миоценового сейсмического комплекса при интерпретации сейсмических данных на шельфе моря Лаптевых (Drachev et al., 1998). Согласно заключению геологов НИИГА, деформированные третичные отложения о. Бельковский действительно имеют олигоцен-миоценовый возраст (Косько и др., 1985). Проведенное нами изучение макроостатков ископаемой флоры и спорово-пыльцевых

комплексов позволяет уточнить это заключение и определить возраст описываемых отложений в интервале позднего эоцена—раннего миоцена.

МАКРООСТАТКИ РАСТЕНИЙ

Ранее макроостатки листьев и побегов растений с о. Бельковский не изучались. Карпологические находки были исследованы П.И. Дорофеевым (Косыко и др., 1985), определившим среди них *Andromeda brunnea* Dorof., *Epipremnum crassum* C. et E.M. Reid., *Potamogeton* sp., *Sparganium* sp., *Nuphar* sp. миоценового, по его мнению, возраста.

Изученная флора с о. Бельковский происходит из ряда местонахождений, приуроченных к верхней части пачки 1 (рис. 3). Все ископаемые растения из указанных местонахождений рассматриваются как единый флористический комплекс. В его состав входят хвощовые, хвойные из семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae*, двудольные покрытосеменные и растения неясного систематического положения. Кроме того, найдены многочисленные лигнитизированные отщепы древесины. В целом изученные растительные остатки отличаются плохой сохранностью, за исключением некоторых форм среди хвощовых и хвойных. В составе флоры определены следующие растения: *Equisetum arcticum* Heer, *Pinus kovatschensis* Budantsev, *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney, *Sequoia affinis* Heer, *Taxodiaceae* gen. et sp. indet., *Ulmus* (?) sp., *Alnus* cf. *protophyloides* Budantsev et Golovneva, *Myrica* cf. *beringiana* Budantsev *Acer* sp., *Dicotylophyllum* sp. 1, *Dicotylophyllum* sp. 2, побег хвойного (?) с рубцами от сброшенных листьев или укороченных побегов, два семени.

Хвощовые представлены несколькими отпечатками побегов *Equisetum arcticum* Heer (табл. I, фиг. 1) — вида, широко распространенного в палеогеновых и неогеновых флорах Северного полушария. Все остатки хвощей происходят из одного местонахождения 1162/14 (рис. 3).

Остатки хвойных растений довольно многочисленны в захоронениях. Треххвойные укороченные побеги и отдельные хвои отнесены к виду *Pinus kovatschensis* Budantsev из сем. *Pinaceae* (табл. I, фиг. 12, 13). Этот вид был описан из позднеэоценовой флоры Западной Камчатки (Буданцев, 1997). Более многочисленны и разнообразны хвойные сем. *Taxodiaceae*, представленные тремя видами. Несколько облиственных побегов хорошей сохранности отнесены к *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney (табл. I, фиг. 3–7). Этот

вид был широко распространен в палеогеновых и неогеновых флорах Бореальной области Северного полушария и часто входил в число доминантов долинных лесов. Второй вид таксодиевых хвойных — *Sequoia affinis* Heer — представлен облиственными побегами двух типов: с плоскими декуссатно расположенными листьями с низбегающим основанием (табл. I, фиг. 8, 10, 11) и с шиловидными или слегка крючковидными прижатыми листьями, расположенными спирально (табл. I, фиг. 9). Побеги второго типа, взятые отдельно, очень сходны с побегами *Glyptostrobus euroraicus* (Brongn.) Heer (Буданцев, 1997; Павлюткин, 2005), однако в данном случае оба типа побегов, по-видимому, следует относить к одному виду. Подобный диморфизм побегов известен у современной *Sequoia sempervirens* (Lamb.) Endl. и связан с их возрастом и условиями произрастания. *S. affinis* широко распространена в палеогеновых и неогеновых флорах запада Северной Америки и Северо-Востока Азии, достигала наибольшего расцвета в позднем палеоцене и олигоцене (Буданцев, 1997). Облиственный побег с плоскими относительно широкими листьями и округлыми мелкими стробилами условно отнесен к *Taxodiaceae* gen. et sp. indet. (табл. I, фиг. 2); сохранность его недостаточна для более детального определения. К хвойным, возможно, принадлежат также два отпечатка побегов с часто расположенными мелкими рубцами от сброшенных листьев или укороченных побегов (табл. I, фиг. 15).

Остатки листьев покрытосеменных в изученной коллекции фрагментарны, и поэтому их удастся определить лишь в открытой номенклатуре либо до рода. Несколько фрагментов листьев с характерными сложными шлемовидными зубцами принадлежат, вероятно, роду *Ulmus* (табл. II, фиг. 1, 2). Сходный характер листового края наблюдается у *U. latiserrata* Budantsev из верхнего эоцена Западной Камчатки (Буданцев, 1997), а также у некоторых ильмов из палеогена Южного Сахалина (Кодрул, 1999). К *Alnus* cf. *protophyloides* Budantsev et Golovneva отнесен фрагмент нижней части листа с пельтатным основанием и мелкими острыми треугольными зубцами (табл. II, фиг. 7). Этому же виду, вероятно, принадлежат несколько остатков листьев плохой сохранности (табл. II, фиг. 6), хотя нельзя исключить, что они относятся к другим таксонам, возможно, из сем. *Betulaceae*. *A. protophylloides* известен из верхнего эоцена Западной Камчатки (Буданцев, Головнева, 1986; Буданцев, 1997). Другим близким видом ольхи с пельтатным основа-

Таблица I. Хвощовые и хвойные растения острова Бельковский.

1 — *Equisetum arcticum* Heer; 2 — *Taxodiaceae* gen. et sp. indet.; 3–7 — *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney; 8–11 — *Sequoia affinis* Heer; 12, 13 — *Pinus kovatschensis* Budantsev; 14 — отпечаток семени неясной систематической принадлежности; 15 — отпечаток побега с мелкими рубцами от сброшенных листьев или укороченных побегов.

Таблица I

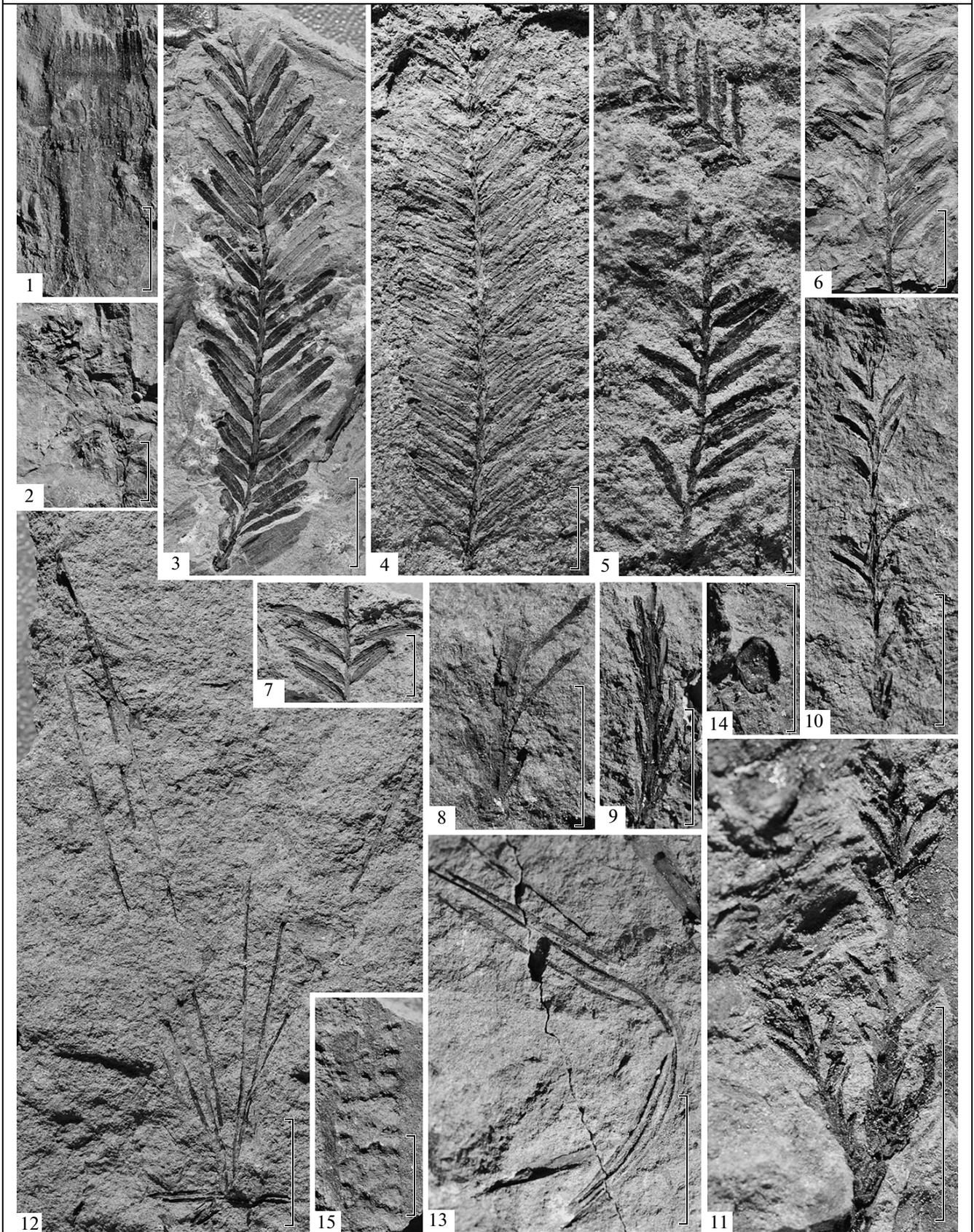
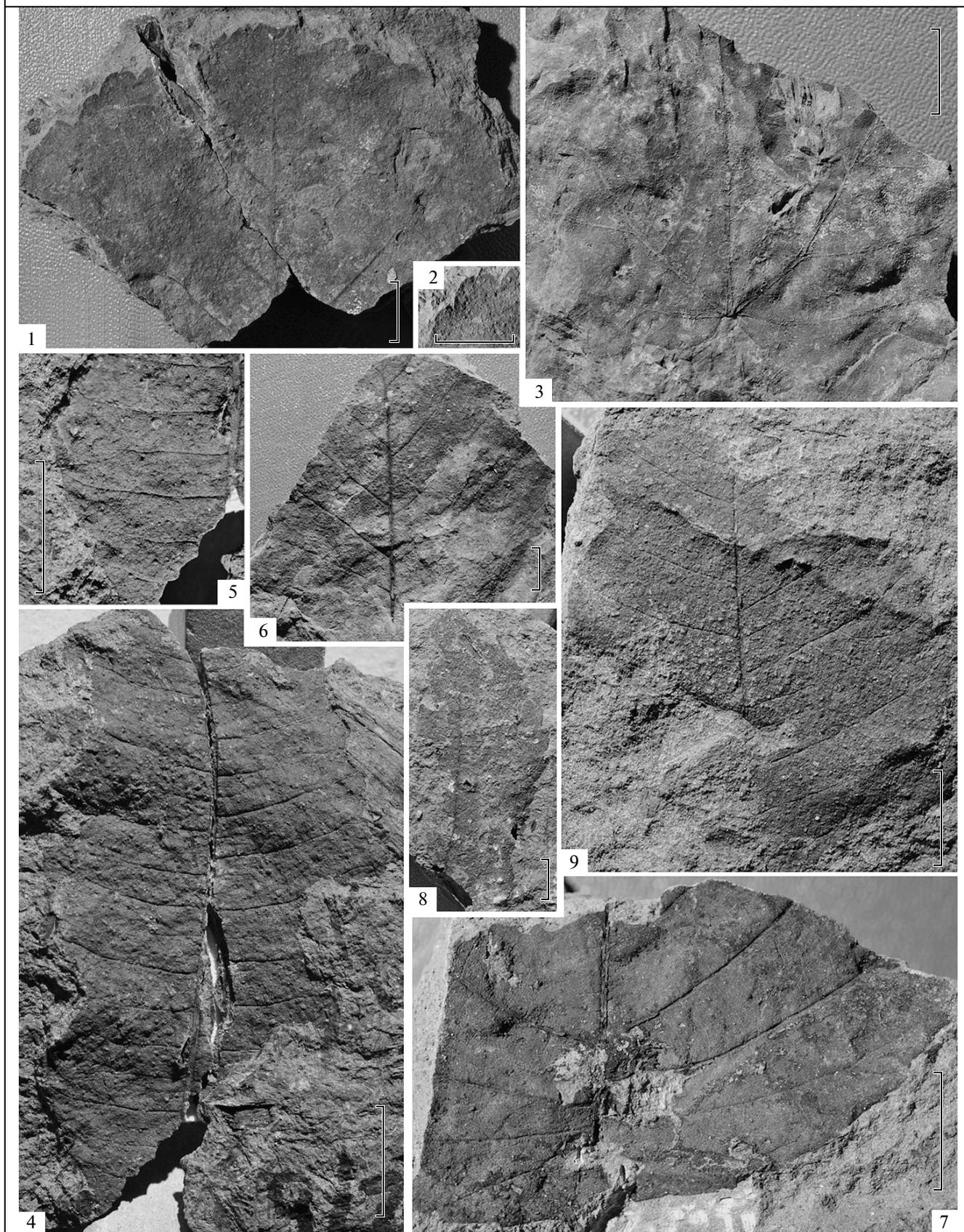


Таблица II



нием является *A. savitskii* (Sych.) Cheleb. из эоцена Южного Сахалина и, возможно, Японии (Кодрул, 1999). По мнению Л.Ю. Буданцева (1997), оба эти вида следует объединить под названием *A. protophylloides*.

К *Myrica* cf. *beringiana* Budantsev отнесен единственный отпечаток средней части листа с характерным жилкованием и плохо сохранившимся краем (табл. II, фиг. 4, 5). Наибольшее сходство он обнаруживает с *M. beringiana* Budantsev, менее сходен с *M. korfiensis* Chelebaeva и *M. comarifolia* Chelebaeva. Первый из них описан из эоцена Камчатки (Буданцев, 1983, 1997), второй и третий — из позднего миоцена залива Корфа на Восточной Камчатке (Челебаева, 1978). Как отмечает Л.Ю. Буданцев (1997), камчатские мирики в раннем эоцене—позднем миоцене образовывали единый ряд близких видов, имевших широкое распространение в регионе. Единственный отпечаток листа плохой сохранности с сердцевидным основанием и пальчатым жилкованием с пятью базальными жилками (табл. II, фиг. 3) принадлежит, по-видимому, роду *Acer*. О его видовой принадлежности судить сложно, так как сохранившиеся признаки наблюдаются у большой группы палеогеновых и неогеновых кленов Восточной Азии (Аблаев, 1985; Буданцев, 1983, 1997; Павлюткин, 2005; Челебаева, 1978; Эоцен..., 1991 и др.).

Листья двух морфотипов из-за недостаточной сохранности условно отнесены нами к роду *Dicotylophyllum*. К первому морфотипу принадлежат остатки двух удлинённых листьев с перистым жилкованием и крупными треугольно-шлемовидными зубцами (табл. II, фиг. 8), ко второму — единственный фрагмент средней части листа с перистым жилкованием и хорошо выраженными межвторичными (вставочными) жилками (табл. II, фиг. 9). Также в коллекции встречены два отпечатка мелких овальных семян неясной систематической принадлежности (табл. I, фиг. 14).

Таким образом, часть растений флоры о. Бельковский (*Equisetum arcticum*, *Metasequoia occidentalis*, *Sequoia affinis*, *Acer* sp.) принадлежит таксонам широкого стратиграфического распространения, известным из палеогеновых и неогеновых флор Северного полушария. Три вида, два из которых определены лишь в открытой номенклатуре (*Pinus kovatschensis*, *Alnus* cf. *protophylloides*, *Myrica* cf. *beringiana*), характерны для позднеэоценовой флоры Западной Камчатки. Небольшое разнообразие и часто недостаточная сохранность ископаемых растений флоры

о. Бельковский не позволяют точно установить ее возраст. С наибольшей вероятностью эту флору можно датировать концом эоцена—олигоценом, однако нельзя полностью исключить и ее миоценовый возраст.

Позднеэоценовая—олигоценая растительность о. Бельковский была представлена смешанным хвойно-лиственным долинным лесом с доминированием таксодиевых и березовых, отражающим умеренный климат с достаточным увлажнением.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Палинологические пробы были изучены из пяти уровней опорного разреза (интервал точек 1160—1158, рис. 2, 3). Сохранность палиноморф удовлетворительная и плохая. Во всех пробах отмечается массовое количество обрывков растительных тканей, меньше углистых частиц. Спорно-пыльцевые спектры в пробах из опорного разреза характеризуются различными качественными и количественными показателями.

Спектр из основания разреза на уровне находок макроостатков растений (обр. 1159/5, рис. 3) характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных, среди которой доминируют *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*, а также присутствуют *Pinaceae*, *Tsuga* sp., *Podocarpidites podocarpoides* (рис. 5). Среди покрытосеменных в равных количествах встречены *Betula* sp., *Alnus* (*A. pre-cordata* Simps., *A.* sp.), *Ericales*, *Myrica* spp., *Comptonia sibirica* Gladk., *Comptonia* sp., *Juglans* sp., *J. polyporata* Vojc., sp., *Liquidambar grandiporea* Kulk., *Parthenocissus semicordatifformis* Lubm., *Tricolpites* cf. *librarenis*, *Tricolporopollenites* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Carya exilis* Pan. (табл. III). Споры представлены в основном *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster), *Osmundaceae* (*Baculatisporites* sp., *B. quintus quintus*, *B. primarius primarius*, *B. primarius major*), меньше *Sphagnum*, *Favoisporis trifavus* Krutzsch. Определены плодовые тела грибов, конъюгаты зеленых водорослей (*Schizosporis* sp., *S. parvus*). Количественные соотношения палиноморф указывают на сильно обводненные палеообстановки с преобладанием таксодиевых зарослей. Палинологические спектры из нижней части разреза сходны по составу со спектрами позднего эоцена, полученными А.Ф. Фрадкиной для Северо-Востока России (Фрадкина, 1995) и Нижнеколымской низменности (Фрадкина, 1985). Их объединяет высокая

←
Таблица II. Покрытосеменные растения острова Бельковский.

1, 2 — *Ulmus* (?) sp.; 3 — *Acer* sp.; 4, 5 — *Myrica* cf. *beringiana* Budantsev; 6 — фрагмент листа сем. *Betulaceae* (возможно, *Alnus* cf. *protophylloides* Budantsev et Golovneva); 7 — *Alnus* cf. *protophylloides* Budantsev et Golovneva; 8 — *Dicotylophyllum* sp. 1; 9 — *Dicotylophyllum* sp. 2.

роль пыльцы голосеменных, значительное участие пыльцы термофильных покрытосеменных (*Myrica*, *Comptonia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Castanea*), присутствие *Betula*, *Alnus*, а также единичные зерна *Tricolporopollenites*, *Tricolpites*, пыльца которых не отмечается в олигоцене (Фрадкина, 1995).

Палинологические спектры средней части разреза (обр. 1158/2–1158/4, рис. 3) характеризуются увеличением содержания и разнообразием пыльцы *Pinaceae* (*Pinus* sp., *Parlaxylon*, *Pinus* sp., *Picea* sp., *Abies* sp.), исчезновением *Taxodiaceae*–*Cupressaceae*, увеличением количества *Betula*, *Alnus*, *Ericales*, резким сокращением пыльцы термофильных покрытосеменных (рис. 5). Споровая часть стала более разнообразной за счет присутствия *Filicales*, *Ophloglossum*, *Botrychium*, *Lycopodium*, *Selaginella*, редких *Pteridaceae*, *Adiantaceae*. В целом установленные спектры из средней части разреза отражают лесной тип растительности. Снизу вверх в этой части разреза установлена динамика перехода палеообстановок от хвойно-мелколиственных лесов с участием *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Alnus* через сфагновые болота к хвойно-широколиственным лесам с участием *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ostrya*. Увеличение количества пыльцы мезофильных растений, наряду со спорами *Sphagnum*, а также сокращение пыльцы термофильных пород отражают похолодание климата в интервале времени формирования средней части разреза по сравнению с нижней. Данный спорово-пыльцевой комплекс не имеет принципиальных отличий от пыльцевых спектров позднего олигодена Северо-Востока России (онкучахский региональный горизонт) (Фрадкина, 1995).

В спектре из пробы 1158/1 в верхней части разреза заметно уменьшается разнообразие и количество пыльцы голосеменных. В небольших количествах присутствуют *Pinaceae*, *Pinus* sp., *Parlaxylon*, *Tsuga*. К числу доминант относится пыльца *Betula*, *Alnus*, *Ericales*, а также споры *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Исчезает пыльца наиболее теплолюбивых покрытосеменных. Палеообстановка времени формирования этого образца отвечает сфагновым болотам с разреженными березово-сосновыми лесами (*Pinus* sp., *Parlaxylon*, *Tsuga*, *Betula*) с незначительным участием широколиственных пород (*Quercus*, *Corylus*). Сравнение с палинокомплексами сопредельных территорий (Фрадкина, 1995) показывает, что в изученном палиноспектре отсутствует пыльца *Podocarpidites* и термофильных покрытосеменных, характерных для эоцена и олигодена. Отсутствие пыльцы трав в общем составе спектра не позволяет датировать отложения верхней части разреза поздним миоценом–плиоценом (Фрадкина, 1995; Андреев

и др., 2011). На этом основании возраст образца, вероятно, можно ограничить интервалом раннего миоцена.

Полученные палинологические данные по опорному разрезу указывают на позднеэоценовое–раннемиоценовое время формирования отложений.

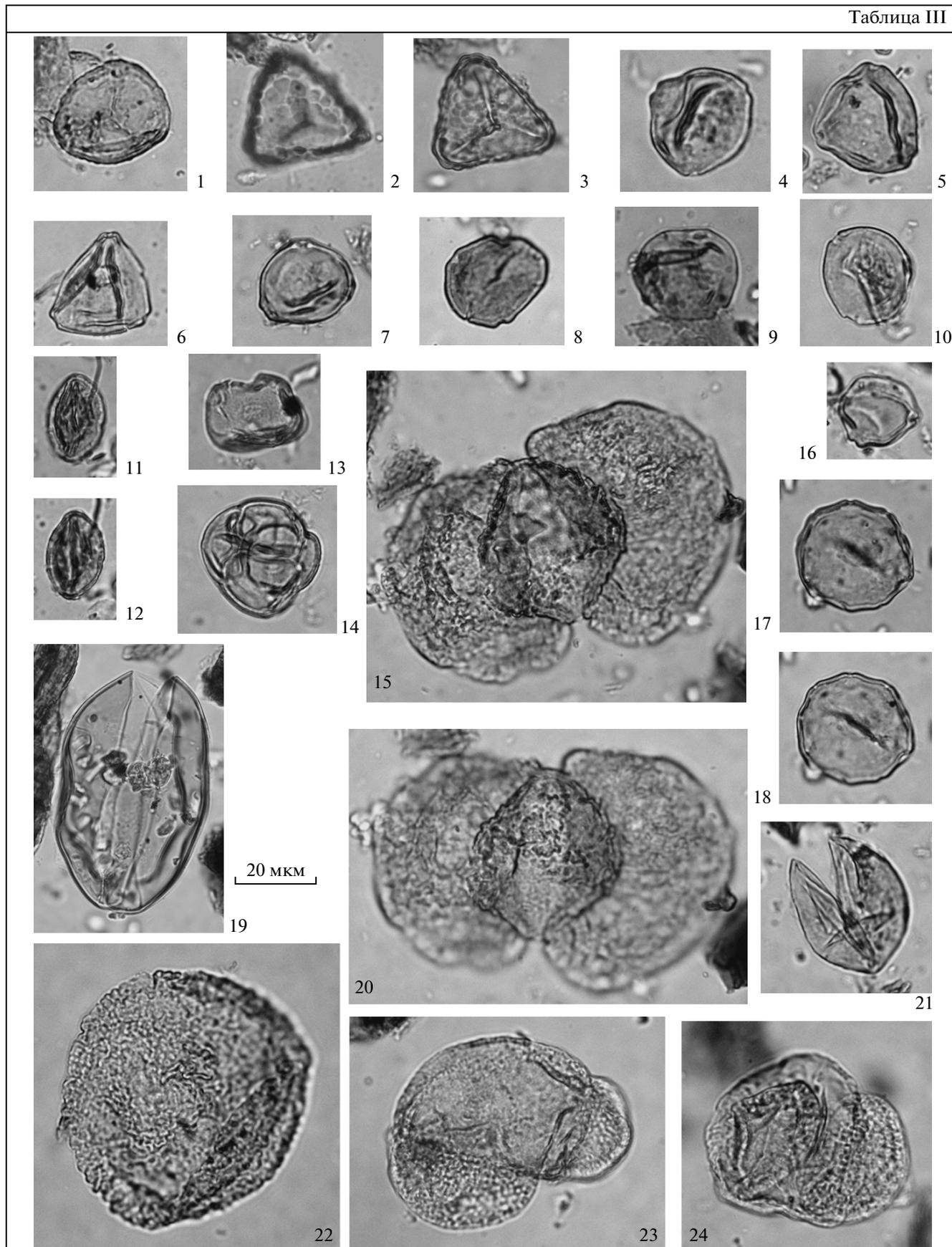
ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

В результате проведения среднемасштабной геологической съемки на Новосибирских островах, третичные отложения о. Бельковский были отнесены к нерпичинской свите олигоденового–миоценового возраста (Косыко и др., 1985). Нерпичинская свита выделена Г.В. Труфановым и его коллегами на мысе Нерпичьем (о. Фаддеевский), где она с размывом залегает на эоценовых глинах анжуйской свиты (Труфанов и др., 1979, 1986). По скважинам установлено ее несогласное залегание на меловых и эоценовых породах. Выходы свиты были закартированы на островах Фаддеевский и Новая Сибирь, а также на островах Котельный и Бельковский. Возраст свиты установлен по сопоставлению ее спорово-пыльцевых спектров с таковыми из третичных отложений, развитых в пределах Яно-Индибирской низменности и хр. Кулар (Труфанов и др., 1986).

Однако некоторые факты вызывают сомнения в повсеместной применимости этой простой и логичной стратиграфической схемы. В стратотипе нерпичинской свиты, в нижней части разреза описан палинокомплекс, который имеет много общих черт с палинокомплексом анжуйской свиты эоцена (Труфанов и др., 1986). Средняя и верхняя части нерпичинской свиты по палинологическим данным сопоставлены с идилькиляхской свитой Яно-Индибирской низменности и датированы миоценом, в то время как палеокарпологические данные указывают на четвертичный возраст этой свиты (Труфанов и др., 1979). Кроме того, в стратотипе свиты известны находки раковин моллюсков (Труфанов и др., 1979), и их последующее изучение показало, что они датируются плейстоценом (Басилян, Никольский, 2007). Один из главных выходов нерпичинской свиты на о. Котельный – разрез лагуны Нерпалах, описанный еще Э.В. Толлем, оказался, по нашим предварительным данным, сложенным преимущественно нижнеэоценовыми породами (Александрова, Кузьмичев, 2011). Таким образом, следует констатировать, что в нерпичинскую свиту включались различные по возрасту, но сходные по литологическому составу отложения.

Согласно нашим данным, можно достаточно уверенно утверждать, что нижняя часть разреза третичных отложений, обнаженных на

Таблица III



о. Бельковский, датируется поздним эоценом. Это, по крайней мере, касается пачки 1 опорного разреза. Основная часть описанного выше разреза отнесена к нерпичинской свите и имеет преимущественно позднеолигоценовый возраст. Мы не можем уверенно судить о том, отсутствуют ли в разрезе породы нижней части олигоцена, ввиду редкого опробования. В опорном обнажении, в 55 м к ЮЮЗ от точки 1160 (рис. 2), пачка 2 залегает с размывом на пизолитовом горизонте пачки 1. В расчистке удалось наблюдать, что подошва пачки 2 последовательно срезает слои нижележащего разреза, которые здесь сложены контрастным чередованием пизолитовой железистой породы и суглинка. При полевом описании разреза этим взаимоотношениям не придавалось большого значения, так как локальные размывы в аллювиальных осадках — обычное явление. Но после изучения палинологических проб мы не исключаем, что именно здесь проходит граница, с которой связан перерыв в осадконакоплении. Считается, что перерыв на границе эоцена и олигоцена проявился повсеместно на Новосибирских островах (Kos'ko, Trufanov, 2002). Если принять этот вывод, то граница пачек 1 и 2 — единственный уровень в разрезе, к которому такой перерыв может быть приурочен. Верхние 5–10 м разреза принадлежат к нижнему миоцену. Здесь смена палинокомплексов проходит внутри единой ритмично построенной толщи. Это согласуется с представлениями о том, что граница миоцена и олигоцена не сопровождается перерывом в осадконакоплении.

Таким образом, в разрезе третичных отложений о. Бельковский присутствуют отложения двух возрастных уровней: (1) позднего эоцена и (2) олигоцена—раннего миоцена. Литологическая граница между ними сравнительно отчетливая и может быть с большей или меньшей уверенностью идентифицирована во всех выходах берегового обнажения. Очевидно, что размыв на этом рубеже был незначительным, так как почти во всех выходах сохранился маломощный пизолитовый горизонт в кровле пачки 1.

Следует также отметить, что, несмотря на существенный возрастной интервал, который охватывают изученные нами толщи, их мощность незначительна. Возможно, это объясняется приуроченностью области осадконакопления к краевой зоне рифтовой системы, где осадконакопление происходило лишь в отдельные эпизоды активного прогибания.

ПРИЛОЖЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА АКВАТОРИИ

Остров Бельковский представляет собой блок шельфа, приподнятый по разломам в относительно недавнее время. Палеогеновые—неогеновые континентальные осадки, вероятно, перекрывали ранее большую часть территории острова, а возможно, и весь его. В современной структуре они сохранились лишь в понижениях плиоцен-четвертичного рельефа, представляющих собой днища грабен. Значительные участки пляжа восточного берега местами покрыты гранат-ильменитовым песком — тяжелой фракцией, сконцентрированной при размыве третичных пород. Такая ситуация наблюдается не только в районе описанного выше опорного обнажения, но также и в районе мыса Плоский (рис. 2) и севернее, где выходы палеоген-неогеновых пород отсутствуют. В 2004 г. нами было проведено шлиховое опробование большей части острова, за исключением его северной и южной частей. Оно показало, что тяжелая фракция современного аллювия имеет тот же самый состав, что и тяжелая фракция олигоценовых—нижнемиоценовых песков и конгломератов. В ее составе преобладают гранат и ильменит, характерны шаровидные зерна циркона, часто встречаются обломки дистена, а также октаэдри благородной шпинели. По-видимому, эти тяжелые минералы были спроецированы на плотик и сконцентрированы в современном аллювии вследствие размыва третичных отложений. Учитывая первоначально плащеобразное залегание третичного комплекса на палеозойских породах, можно предполагать, что одновозрастные отложения сохранились в полном объеме на шельфе восточной части моря Лаптевых за пределами приподнятого о. Бельковский и, в частности, сплошным чехлом могли перекрывать Бельковский горст. Вероятно, эти отложения сохранились также в проливе Заря. На противоположном берегу пролива, на западном окончании полуострова Тас-Ары (рис. 6) в нижней части разреза третичных отложений также присутствуют экзотические “пемзоподобные” породы, аналогичные тем, что наблюдались в верхнеэоценовой части разреза о. Бельковский. Мы предполагаем, что по разные стороны пролива Заря выходит один и тот же уровень разреза. Вывод о том, что палеоген-неогеновые отложения в полном объеме сохранились в акватории в прилегающих к о. Бельковско-

←
Таблица III. Палиноморфы из разреза 1158.

1 — *Stereisporites* sp.; 2, 3 — *Favoisporites trifavus*; 4, 5 — *Myrica* spp.; 6 — *Corylus* sp.; 7, 16 — *Betulaceae*; 8 — *Comptonia sibirica*; 9, 10 — *Comptonia* sp.; 11, 12 — *Parthenocissus semicordatifomis*; 13 — *Liquidambar grandiporea*; 14 — *Ericales*; 15, 20 — *Podocarpidites podocarpoides*; 17, 18 — *Juglans polyporata*; 19 — *Schizosporites parvus*; 21 — *Taxodiaceae-Cupressaceae*; 22 — *Tsuga*; 23, 24 — *Pinus* sg. *Diploxylon*.

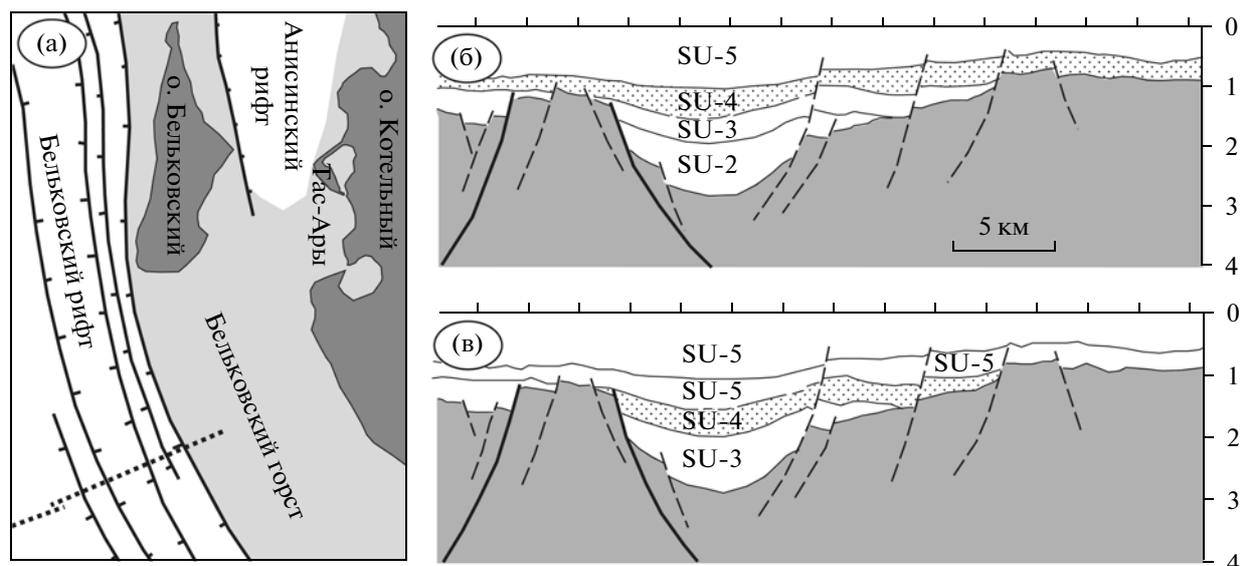


Рис. 6. Два варианта интерпретации фрагмента сейсмического профиля Large 010, пересекающего Бельковский рифт и частично Бельковский горст.

(а) – расположение профиля (точечная линия) по (Drachev et al., 1998, Fig. 15); (б) и (в) – интерпретация восточной части профиля по (Drachev et al., 1998, Fig. 8 и Fig. 17 соответственно). Вертикальная шкала на профилях – двойное время пробега волны в секундах. Серой заливкой показан акустический фундамент, крапом – олигоцен-миоценовые отложения. Обозначения сейсмокомплексов: SU-2 и SU-3 – эоцен; SU-4 – олигоцен и нижняя половина миоцена; SU-5 – верхняя половина миоцена и более молодые отложения.

му районам, заставляет обсудить возможность их идентификации на сейсмической записи.

Непосредственно южнее о. Бельковский проходит один из сейсмических профилей ЛАРГЕ (Лаборатория региональной геодинамики, 1989 г.). Несколько работ, посвященных интерпретации этих данных, опубликовано С.С. Драчевым с соавторами (например, Drachev et al., 1998; Драчев, 2000); и мы в дальнейшем будем пользоваться номенклатурой, предложенной этой группой авторов для сейсмостратиграфического расчленения осадочного чехла моря Лаптевых. В восточной части моря Лаптевых ими выделены 5 сейсмостратиграфических комплексов, разделенных рефлекторами. Последние интерпретируются как уровни региональных перерывов и несогласий. Три нижние комплекса предположительно сложены палеогеновыми отложениями, четвертый комплекс (SU-4) – олигоцен-раннемиоценовыми породами, пятый комплекс – позднемиоценовыми – современными. Внутри пятого комплекса местами виден сейсмический горизонт В, который предположительно сопоставляется с границей миоцена и плиоцена (Drachev et al., 1998, Fig. 6).

Таким образом, описанные выше третичные отложения о. Бельковский в сводной сейсмостратиграфической колонке преимущественно соответствуют горизонту SU-4, отличительным признаком которого является контрастная сейсмиче-

ская запись, предположительно связанная с наличием прослоев угля. Идентифицировать комплекс позволяет также его деформированность в результате напряжений сжатия, которые, по мнению указанных авторов, осуществились в середине миоцена. Эти критерии не всегда помогают надежно идентифицировать комплексы, о чем пишут и сами авторы. В статье (Drachev et al., 1998), по-видимому, в результате случайности, приведены два варианта интерпретации интересующего нас сейсмического профиля ЛАРГЕ 010, проходящего южнее о. Бельковский и частично пересекающего Бельковский горст (рис. 6а). На рисунке 8 цитированной статьи показано, что олигоцен-миоценовые отложения (комплекс SU-4) распространены не только в Бельковском грабене, они также перекрывают мощным плащом Бельковский горст (рис. 6б). Однако на рис. 17 той же статьи приведена иная интерпретация профиля: комплекс SU-4 на Бельковском горсте отсутствует (рис. 6в). Сами авторы, судя по тексту, по-видимому, считают более правильным второй вариант. Наше предположение о том, что палеоген-неогеновые осадки ранее перекрывали весь или большую часть о. Бельковский, согласуется с первым вариантом, и это следует учитывать при интерпретации сейсмической записи в восточной части моря Лаптевых.

Мощность олигоцен-нижнемиоценовых осадков в пределах Бельковского горста, обозначен-

ная в работах С.С. Драчева с соавторами как двойное время пробега сейсмической волны, составляет 0.3–0.4 секунды. Согласно (Franke et al., 2001), скорость прохождения волн в этой части чехла составляет 3.2 ± 0.5 км/с. В соответствии с этими оценками мощность третичной части осадочного чехла на Бельковском горсте составляет 400–750 м. Эти мощности неизмеримо большие, чем те, что измерены нами в конкретных разрезах. По-видимому, нами описан сокращенный разрез на поднятии, о чем может свидетельствовать крайне быстрая смена палинокомплексов. Кроме того, не исключено, что третичная часть осадочного чехла на Бельковском поднятии включает существенную долю эоценовых пород, граница которых с олигоцен-нижнемиоценовым комплексом не выражена в виде сейсмического раздела. Как показано выше, в береговых обнажениях граница эоцена и олигоцена не сопровождается существенным размытием, и нет оснований предполагать, что в зонах с большей амплитудой прогибания эта граница станет более резкой. Скорее следует ожидать обратного.

Судя по интерпретации сейсмических данных, предложенных С.С. Драчевым с соавторами, третичные отложения, в том числе и сейсмокомплекс SU-4, отсутствуют в области поднятий, отделяющих Бельковско-Святоносскую рифтовую систему от системы Усть-Ленского рифта, расположенного западнее. Таким образом, проходящая через о. Бельковский олигоцен-миоценовая речная система, соединявшая горные области Верхоянья и Приколымья с Арктическим океаном, простиралась вдоль Бельковского рифта или вдоль Бельковско-Святоносской рифтовой системы в ССЗ направлении (рис. 1). Это заставляет обсудить вопрос об источниках экзотической кластики в третичных отложениях о. Бельковский. Первоначально мы предполагали, что аллохтонная кластика вынесена на шельф великими сибирскими реками, и прежде всего Леной. В этом случае кластика могла происходить из метаморфического фундамента Сибирской платформы. Приведенные выше данные о направлении речной системы не позволяют принять такую идею: р. Лена не могла течь поперек грабенов. Судя по сейсмическим данным, транзит кластики на территорию о. Бельковский мог осуществляться только из Верхояно-Колымской складчатой области и с о. Большой Ляховский (рис. 1). Такая палеогеографическая ситуация не вполне согласуется с составом обломочного материала: представляется маловероятным, чтобы перечисленные регионы могли поставлять на о. Бельковский преимущественно метаморфогенную кластику. Таким источником теоретически могли быть поднятия на шельфе, и в этом случае состав и возраст экзотических обломков мог бы содержать важную информацию о строении фундамента шельфа мо-

ря Лаптевых. Для решения вопроса следует более подробно рассмотреть состав обломочного материала в верхнеэоценовых–нижнемиоценовых осадках о. Бельковский.

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Дезинтегрированные продукты выветривания палеозойских пород на возвышенностях, окружающих флювиальную равнину, – один из главных источников осадочного наполнения бассейна. Местная кластика и глинистые продукты выветривания палеозойских сланцев резко преобладают в нижней части изученного разреза, соответствующей верхнему эоцену. В нижней части олигоценового интервала присутствует также вулканический материал. Лабораторная обработка полевых коллекций подтвердила, что пачка 3 в значительной мере сложена туфогенным материалом кислого состава. Прослой пеплового туфа встречен также и в пачке 2. Мы предполагаем, что эти прослои образовались в результате непосредственного выпадения пепла в процессе вулканических извержений, синхронных осадконакоплению. Тем не менее нельзя полностью исключить, что этот материал переотложен из выходов альбского вулканического пепла, известных на о. Котельный (Кузьмичев и др., 2009). Если третичный возраст туфового материала подтвердится, то это позволит выделить новый этап внутриплитного магматизма в регионе, а также дать надежную геохронологическую привязку спорово-пыльцевых комплексов.

Третий источник осадочного материала – продукты дальнего переноса кластики речными потоками. На протяжении большей части третичного времени великие сибирские реки осуществляли транзит обломочного материала из приподнятых областей Восточной Сибири, Приколымья и Чукотки, через территорию современного шельфа в Арктический океан. Этот материал заполнял конседиментационные грабены, и им сложена большая часть осадочного чехла на шельфе моря Лаптевых (Драчев, 2000). Такая экзотическая кластика преимущественно содержится в олигоцен-нижнемиоценовой части разреза. Главная ее отличительная особенность – присутствие метаморфических минералов в тяжелой фракции. Среди них резко преобладает гранат разных оттенков оранжевого и красного цвета. Характерны слабоокатанные остроугольные обломки, реже встречаются мелкие идиоморфные кристаллы. Гранаты неоднородны по химическому составу и представлены преимущественно альмандинами с разным количеством пиропового и гроссулярового минала. Это обычные составы гранатов метаморфических пород средних и высоких ступеней метаморфизма. Почти повсеместно в шлихах присутствует дистен,

слагающий уплощенные обломки длиной до 2 мм. Часто он является преобладающим минералом не-электромагнитной фракции. Это указывает на присутствие высокоглиноземистых метапелитов повышенных давлений в источнике. Еще один заметный минерал – совершенные октаэдры благородной шпинели розового, сиреневого или голубого цвета. Шпинель – типичный минерал карбонатных или карбонатно-силикатных метаморфических пород. Кроме того, встречено много других минералов, некоторые из которых остались пока не диагностированными, но уже приведенный список показывает, что существенную долю кластики поставлял некий метаморфический комплекс. Любопытно, кстати, отметить, что такой состав тяжелой фракции резко отличается от того, что приводится в работе (Косько и др., 1985).

Таким образом, кроме ожидаемой кластики, которую могла бы поставлять Верхояно-Колымская складчатая область, третичный осадочный комплекс о. Бельковский содержит большое количество метаморфической кластики, источники которой загадочны. Для решения вопроса о возможных источниках нами проведено пробное датирование обломочных цирконов на ионном зонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫБОРОЧНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

В стандартных методиках датирования детритовых цирконов обычно анализируют около 100 зерен для выявления всех популяций, присутствующих в породе в количестве 5% и более (Gehrels, 2011; Vermeesch, 2004). Так как мы были лишены возможности проанализировать полноценную коллекцию, было проведено выборочное датирование специфических популяций цирконов. Следует сразу отметить, что подобное исследование не заменяет принятой в настоящее время процедуры массового датирования детритовых цирконов, так как не позволяет сопоставлять данные, полученные по разным объектам. Анализировались цирконы из шлиха 282/7-04, отобранного из конгломерата пачки 11 раннемиоценового возраста (рис. 3). Судя по результатам шлихового опробования, заметных вариаций минерального состава конгломератов и песков в олигоценовой и миоценовой частях разреза не наблюдается.

Мы осознавали, что в третичных осадочных породах о. Бельковский несомненно смешан материал из нескольких источников. Например, обломки в конгломератах имеют преимущественно местное происхождение. Дезинтеграция палеозойских песчаников в коре выветривания наверняка высвобождала циркон, который также оказался сконцентрированным в третичных осадках. Рециклинговый циркон мог поступать в осадок и из других промежуточных коллекторов. Для того

чтобы хоть как-то минимизировать возможность попадания в пробу рециклинговых цирконов, анализировалась фракция +250 мкм. Мы предполагали, что переотложенные кристаллы преимущественно имеют меньшие размеры: например, палеозойские песчаники о. Бельковский, судя по имеющимся протоколкам, не содержат цирконов крупнее 150 мкм.

Цирконы фракции +250 мкм представлены разнообразными по цвету, форме и степени окатанности кристаллами. Среди них обращают на себя внимание две специфические разновидности. Во-первых, это совершенно неокатанные бесцветные или слабоокрашенные призматические кристаллы, в которых часты минеральные и расплавные включения, встречаются продольные каналы, заполненные расплавом. Эти эвгдральные призмы, не имеющие явных следов эрозии и окатанности, скорее всего, продукты первого цикла седиментации, несущие прямые указания на возраст источника. Другая заметная разновидность представлена округлыми, до шаровидных, кристаллами, обычно окрашенными в разные оттенки красного цвета. Последние могли являться изначально округлыми метаморфическими цирконами, но также могли получить такую форму в результате длительного окатывания и/или многократного рециклинга. Крупные обломки дистена, гранат, шпинель и др., скорее всего, продукты первого цикла осадконакопления. Если это так, то в породах должны были присутствовать когенетичные им кристаллы метаморфического циркона. Поэтому округлые цирконы также были выделены в анализируемую пробу.

Таким образом, для характеристики источников аллохтонного обломочного материала мы датировали круглые цирконы, предполагая, что они происходят из тех же метаморфических комплексов, что и преобладающие минералы тяжелой фракции, а также датировали неокатанные крупные цирконы, исходя из предположения, что они представляют осадки первого цикла седиментации.

Всего нами проанализирован 21 кристалл (по одному анализу на кристалл) по стандартным методикам пробоподготовки и изотопного анализа, принятым в ЦИИ ВСЕГЕИ (см., например, Кузьмичев и др., 2008). Результаты анализа представлены в табл. 1. Среди неокатанных призматических кристаллов выявлены две популяции: раннемеловая и позднепалеозойская. Раннемеловая популяция (130 ± 2 – 121 ± 3 млн. лет) представлена 4 анализами (табл. 1, рис. 7). В ней преобладают бесцветные призматические кристаллы с умеренным удлинением и развитыми косыми гранями пирамиды (121) (рис. 8а). Три из проанализированных кристаллов демонстрируют частую контрастную осцилляционную зональность в катодных лучах. Подобные кристаллы легко опознаются

на катодолюминесцентных (CL) изображениях, и их можно было бы намерить больше. Один из кристаллов этой популяции характеризуется меньшим удлинением и специфической зональностью (рис. 8а, № 3). Обе эти разновидности аналогичны цирконам Шалауровской гранит-гранодиорит-диоритовой оловоносной интрузии о-ва Большой Ляховский (Kuzmichev, 2009). Анализы 1 и 3 имеют такой же возраст, как эта интрузия (табл. 1, рис. 7), и, возможно, происходят именно из нее. Шалауровские гранитоиды изменены на большую глубину в третичной коре выветривания. Они рассыпаются на отдельные кристаллы, высвобождая ильменит и циркон и давая начало прибрежным касситерит-титан-циркониевым россыпям. Такой характер выветривания поставил огромное количество кластики, которая вполне могла транспортироваться речной системой до о. Бельковский. Несколько более древние кристаллы, представленные анализами 10 и 11 (табл. 1), можно связать с Северным батолитовым поясом, который протягивается южнее о. Большой Ляховский на суше (Layer et al., 2001). Условно к этой же популяции может быть отнесен и анализ 4 (149 ± 2 млн. лет) (табл. 1, рис. 7), представленный короткопризматическим почти неокатанным кристаллом с секториальной зональностью (на рисунках не представлен). Подобный возраст имеют граниты главного колымского пояса батолитов (Prokoriev et al., 2007; Акинин и др., 2009), который также лежит в области предполагаемых истоков нашей гипотетической речной системы.

Позднепалеозойская популяция представлена пятью анализами, возраст которых лежит в интервале 295 ± 3 – 269 ± 4 млн. лет (табл. 1, рис. 7). В этой популяции преобладают неокатанные несколько уплощенные длиннопризматические кристаллы. Они морфологически сходны с раннемеловыми цирконами и отличаются большим удлинением, лучшим развитием грани (101) и присутствием продольных каналов (рис. 8б). Все это типично для цирконов кислых вулканических пород. Аналогичными признаками обладают цирконы в альбских пепловых туфах риолитового состава на о. Котельный, и до датирования мы предполагали, что эти кристаллы также дадут альбский возраст. На CL изображениях зональность в этих кристаллах несколько более размытая и менее контрастная, чем в предыдущей популяции, хотя встречаются и неотличимые по этому признаку кристаллы. В эту же популяцию попал изометричный фасетчатый кристалл с секториальной зональностью, который по своей форме скорее более типичен для метаморфических пород (рис. 8б, № 18). Мы предполагаем, что эта популяция происходит из позднепалеозойского островодужного магматического комплекса, по-

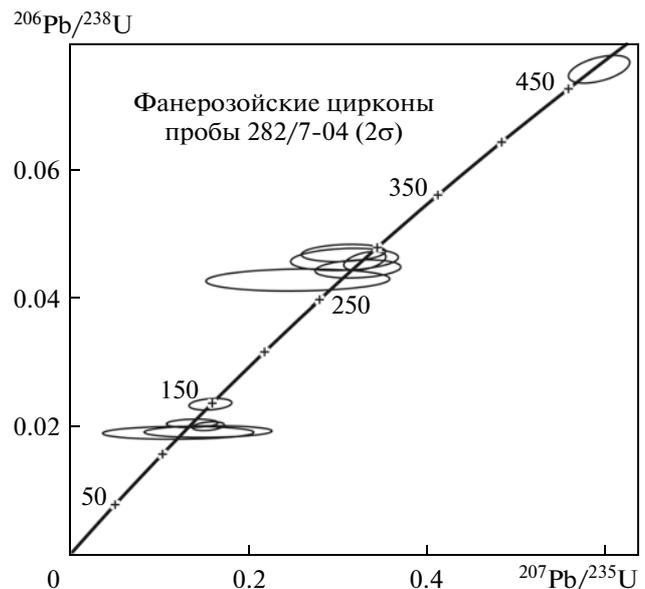


Рис. 7. U-Pb изотопная диаграмма для проанализированных фанерозойских детритовых цирконов.

роды которого распространены на правых притоках низовьев р. Колыма (Sokolov et al., 2009).

Третья значимая популяция – округлые цирконы. До изготовления шайбы было неясно, является ли округлая морфология следствием окатанности или представляет собой первоначальную форму кристаллов. На CL изображениях видно, что внутренняя структура в большинстве случаев конформна ограничениям кристаллов. В нескольких случаях зональность срезается ограничениями кристалла, что является результатом растворения, а не окатывания. Последнее доказывается присутствием тонкой каймы обрастания, которая отчетливо видна на CL изображениях при большом увеличении. Кроме овальных или круглых кристаллов проанализировано изометричное фасетчатое зерно и весьма короткопризматический кристалл, которые попали в эту же популяцию (рис. 8в). Внутренняя структура округлых кристаллов, для которых мы предполагаем метаморфическое происхождение, характеризуется ламинарными или конволютными зонами обрастания. Кристаллографические ограничения обычно выражены только с одной стороны, что, вероятно, свидетельствует о стесненных условиях роста. Один из округлых кристаллов характеризуется контрастной секториальной зональностью (рис. 8в, № 21). Для значительной части кристаллов этой популяции типична очень слабая люминесценция и крайне темные CL изображения. Таких кристаллов много, и можно было бы существенно улучшить статистику, если анализировать только их. Если резко увеличить контраст, то можно увидеть внутреннюю структу-

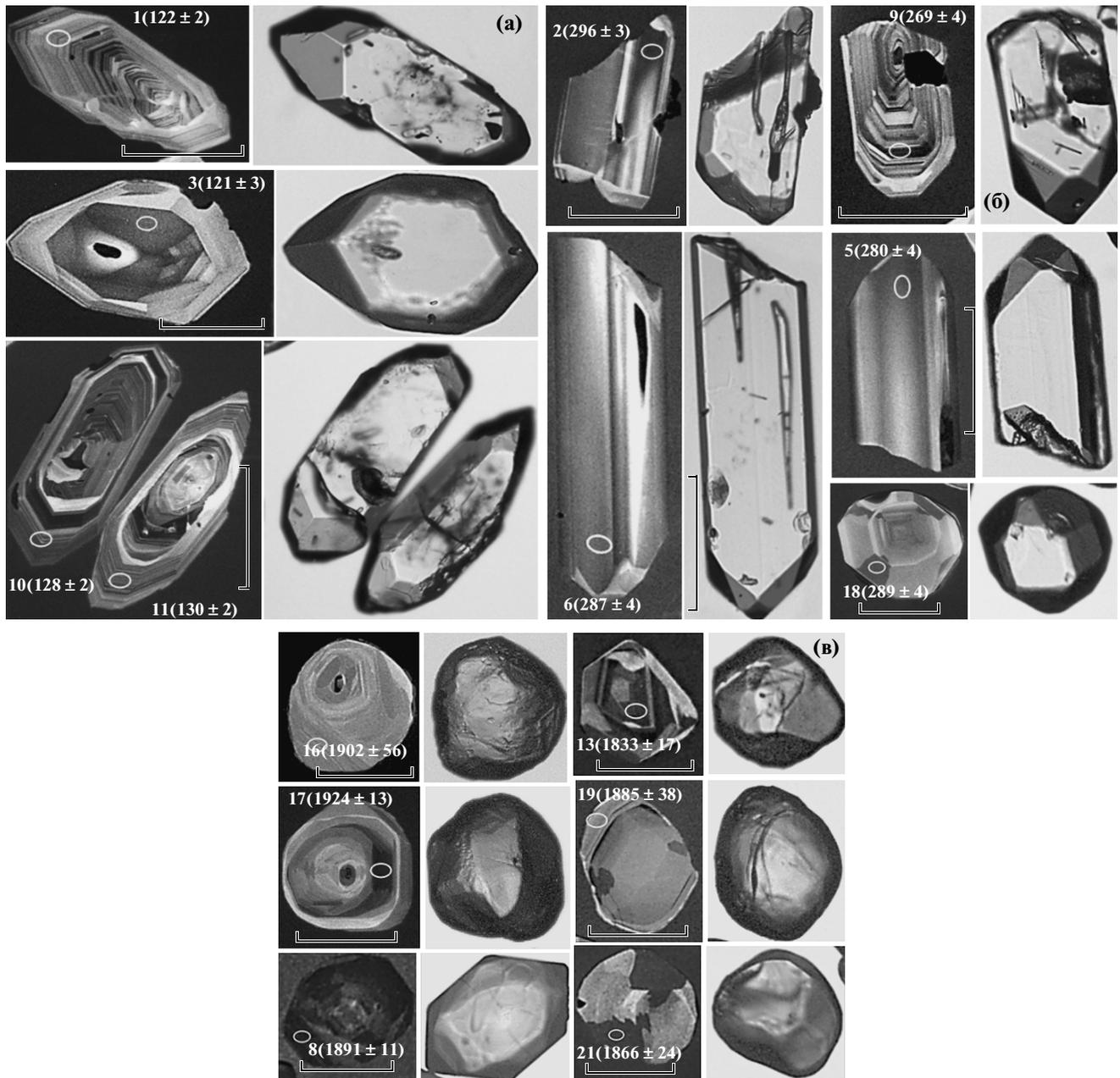


Рис. 8. Датированные цирконы (изображения в катодных лучах и в проходящем свете).

Овалом показана анализируемая область. Приведены номера анализов (см. табл. 1) и возраст в млн. лет, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1σ) для фанерозойских цирконов и по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1σ) для докембрийских цирконов. Длина линейки — 200 мкм.

(а) — раннемеловая популяция, (б) — позднепалеозойская популяция. Преобладают удлиненные таблитчатые кристаллы с каналами, заполненными расплавом, но встречаются и изометричные фасетчатые кристаллы с секториальной зональностью; (в) — типичные кристаллы палеопротерозойской популяции. Встречаются короткостолбчатые и изометричные граненые кристаллы, но большинство зерен лишены кристаллографических очертаний. Внутренняя зональность округлых зерен конформна внешним контурам и обычно подчеркивается зоной позднего обрастания, которая отличается интенсивностью свечения в катодных лучах.

ру подобных кристаллов, являющуюся сочетанием секториальной и грубой осцилляционной зональности. Мы приводим только одно изображение подобного зерна (рис. 8в, № 8), так как

качество изображений сильно падает в результате графических преобразований. В некоторых кристаллах наблюдаются ядра, зональность которых дискордантна слаболюминесцирующему основ-

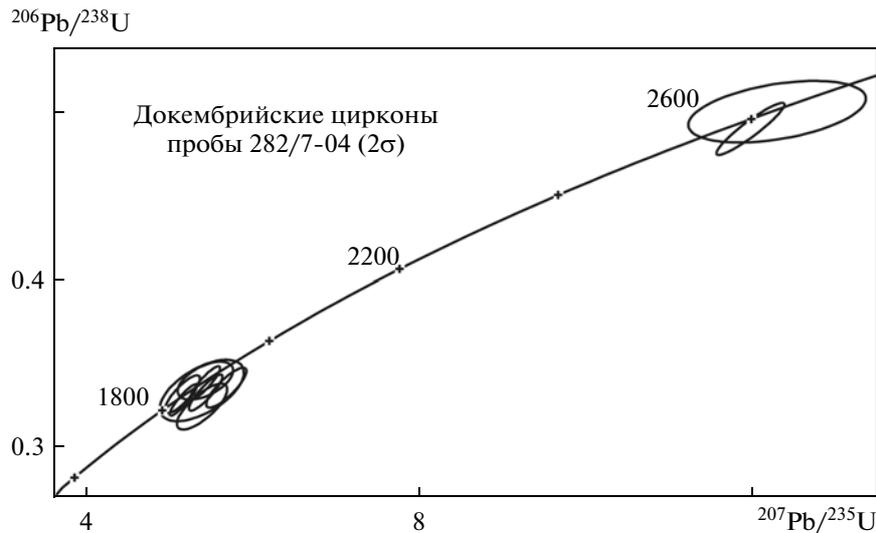


Рис. 9. U-Pb изотопная диаграмма для проанализированных докембрийских детритовых цирконов.

ному объему кристалла. Одно подобное ядро было проанализировано, и выяснилось, что оно принадлежит к той же возрастной популяции.

Цирконы этой популяции образуют компактную группу на диаграмме с конкордией (рис. 9). За счет того, что некоторые зерна дискордантны, их возраст, рассчитанный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, лежит в широком интервале: 1988 ± 17 – 1833 ± 17 млн. лет (табл. 1). Такая оценка является более достоверной, чем узкий возрастной интервал, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$: 1886 ± 22 – 1811 ± 27 млн. лет. Такой возрастной диапазон характеризует метаморфический фундамент северо-восточной части Сибирского кратона, обнаженный на Оленекском поднятии (Смелов, 2001). Сходную морфологию, как выяснилось, имеют и два зерна с возрастом около 2.6 млрд. лет (табл. 1, рис. 9), которые также могут иметь источником фундамент Сибирского кратона.

Судя по палеогеографической ситуации миоценового времени, кластический материал не мог попасть напрямую с Оленекского поднятия в восточную часть моря Лаптевых и оказаться на территории современного о. Бельковский. Обилие слабоокатанного кианита в шлихах заставляет искать локальные выходы метаморфического фундамента к северо-востоку от неогеновой долины р. Лены. Существование такого выхода предполагается в современной дельте р. Лены на основании интенсивной положительной гравитационной аномалии (Усть-Ленский гравитационный максимум), связанной с близповерхностным положением кровли кристаллического фундамента (Виноградов, Горина, 1971). Единственное вещественное выражение этого выхода — неокатанные

глыбы метаморфических пород, в том числе двупироксеновых гнейсов, в составе неогеновых отложений на о. Сардах, детально описанных в работе (Виноградов, Горина, 1971). В тяжелой фракции неогеновых осадков отмечено присутствие кианита и шпинели. Это местонахождение расположено на северо-восточном краю Усть-Ленского гравитационного максимума, на площади которого, по мнению Виноградова и Гориной (1971), в неогеновое время находился гористый кряж. Предполагается, что грубообломочные неогеновые отложения о. Сардах накопились у подножия этого кряжа. Указанные геологи также предполагают, что подобные поднятия в неогене располагались и севернее, в акватории моря Лаптевых.

Возраст роговообманково-гиперстенового гнейса, который встречен в крупных глыбах на о. Сардах, определен А.В. Прокопьевым с соавторами (2007) по циркону (SHRIMP RG). Проанализированные 13 зерен легли на дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1909.5 ± 4.7 млн. лет. Это значение интерпретируется авторами как возраст магматического протолита гнейсов. Такая интерпретация вызывает сомнения: судя по приведенным CL изображениям, проанализированные цирконы начисто утратили какую-либо первичную зональность и полностью перекристаллизованы. Полученное значение возраста скорее отвечает времени гранулитового метаморфизма.

Возраст цирконов из гиперстенового гнейса о. Сардах соответствует возрасту наших метаморфических цирконов. Однако кластика из этого выхода не могла быть перенесена реками на территорию современного острова Бельковский, так как между этими двумя пунктами расположены Усть-Ленский рифт, активный в третичное время,

Таблица 1. Результаты изотопного анализа детритовых цирконов, выделенных из нижнемиоценовых конгломератов (обр. 282/7-04, см. рис. 3)

№ п/п	Лабораторный номер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	Th, ppm	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн. лет		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ (1)	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}^*}$ (1)	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (1)	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ (1)	$\pm\%$	Еп. соп.	(2) Принятый возраст, млн. лет (1 σ)
									(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}^*}$										
1	7A-04_1.1	—	175	31	0.18	2.88	0.18	0.18	122 ± 2	551 ± 410	52.2	1.9	0.059	18.8	0.15	18.9	0.019	0.1	122 ± 2	
2	7A-04_2.1	0.66	579	830	1.43	23.3	1.48	1.48	295 ± 3	70.1 ± 147	21.4	1.2	0.047	6.2	0.31	6.3	0.047	0.2	295 ± 3	
3	7A-04_3.1	1.56	143	238	1.66	2.33	1.72	1.72	121 ± 3	16.4 ± 684	52.8	2.1	0.046	28.5	0.12	28.5	0.019	0.1	121 ± 3	
4	7A-04_4.1	0.00	115	193	1.68	2.32	1.73	1.73	149 ± 2	134 ± 142	42.7	1.6	0.049	6.0	0.16	6.2	0.023	0.3	149 ± 2	
5	7A-04_5.11	0.33	343	371	1.08	13.1	1.12	1.12	280 ± 4	316 ± 135	22.6	1.3	0.053	5.9	0.32	6.1	0.044	0.2	280 ± 4	
6	7A-04_6.1	0.00	266	255	0.96	10.4	0.99	0.99	287 ± 4	308 ± 60	21.9	1.3	0.053	2.6	0.33	2.9	0.046	0.4	287 ± 4	
7	7A-04_7.1	0.11	576	71	0.12	37.3	0.13	0.13	468 ± 5	491 ± 45	13.3	1.2	0.057	2.1	0.59	2.4	0.075	0.5	468 ± 5	
8	7A-04_8.1	0.03	455	131	0.29	132	0.30	0.30	1880 ± 20	1891 ± 11	3.0	1.2	0.116	0.6	5.40	1.4	0.339	0.9	1891 ± 11	
9	7A-04_9.1	1.19	217	599	2.76	7.96	2.85	2.85	269 ± 4	—144 ± 406	23.5	1.6	0.043	16.4	0.25	16.5	0.043	0.1	269 ± 4	
10	7A-04_10.1	0.00	208	18	0.09	3.56	0.09	0.09	128 ± 2	459 ± 100	50.1	1.4	0.056	4.5	0.15	4.7	0.020	0.3	128 ± 2	
11	7A-04_11.1	0.48	467	308	0.66	8.2	0.68	0.68	130 ± 2	126 ± 200	49.0	1.3	0.049	8.5	0.14	8.6	0.020	0.2	130 ± 2	
12	2-04_1.1	0.04	714	387	0.54	201	0.56	0.56	1830 ± 19	1856 ± 10	3.0	1.2	0.114	0.5	5.14	1.3	0.328	0.9	1856 ± 10	
13	2-04_2.1	0.06	230	237	1.03	65.5	1.07	1.07	1847 ± 23	1833 ± 17	3.0	1.4	0.112	0.9	5.13	1.7	0.332	0.8	1833 ± 17	
14	2-04_3.1	0.13	105	66	0.63	29.3	0.65	0.65	1811 ± 27	1955 ± 27	3.1	1.7	0.120	1.5	5.36	2.3	0.324	0.8	1955 ± 27	
15	2-04_4.1	0.00	465	11	0.02	200	0.02	0.02	2619 ± 32	2628 ± 53	2.0	1.5	0.177	3.2	12.25	3.5	0.501	0.4	2628 ± 53	
16	2-04_5.1	0.49	51	49	0.96	14.6	1.00	1.00	1858 ± 36	1902 ± 56	3.0	2.3	0.116	3.1	5.36	3.8	0.334	0.6	1902 ± 56	
17	2-04_6.1	0.00	322	341	1.06	92.1	1.09	1.09	1852 ± 21	1924 ± 13	3.0	1.3	0.118	0.7	5.41	1.5	0.333	0.9	1924 ± 13	
18	2-04_7.1	0.30	372	309	0.83	14.6	0.86	0.86	289 ± 4	130 ± 185	21.8	1.5	0.049	7.9	0.31	8.0	0.046	0.2	289 ± 4	
19	2-04_8.1	0.17	284	232	0.82	82.8	0.84	0.84	1886 ± 22	1885 ± 38	2.9	1.4	0.115	2.1	5.40	2.5	0.340	0.5	1885 ± 38	
20	2-04_9.1	0.00	349	107	0.31	147	0.32	0.32	2574 ± 28	2619 ± 8	2.0	1.3	0.176	0.5	11.93	1.4	0.491	0.9	2619 ± 8	
21	2-04_10.1	—	202	271	1.34	58.2	1.38	1.38	1866 ± 24	1988 ± 17	3.0	1.5	0.122	1.0	5.66	1.7	0.336	0.8	1988 ± 17	

Примечание. Ошибки даны на уровне 1 σ ; Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно.(1) Введена коррекция на обыкновенный свинец на основании измерения ^{204}Pb .(2) Для фанерозойских цирконов возраст рассчитан по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, для протерозойских — архейских — по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$.

и Восточно-Лаптевское поднятие. Мы предполагаем, что выступы фундамента, подобные Усть-Ленскому, располагались в пределах Восточно-Лаптевского поднятия и что именно они поставляли метаморфическую кластику в олигоцен-миоценовую речную систему, отложения которой нами описаны на о. Бельковский.

ВЫВОДЫ

Континентальные третичные отложения о. Бельковский по палинологическим и палеоботаническим данным имеют позднеэоценовый—раннемиоценовый возраст. Они представлены континентальными отложениями флювиальной равнины. В позднем эоцене главным источником осадочного материала являлись окружающие поднятия, поставившие продукты выветривания палеозойских пород. Олигоценовые и раннемиоценовые осадки сложены преимущественно аллохтонной кластикой. Осадконакопление в позднем эоцене—раннем миоцене осуществлялось в обстановке растяжения и сопровождалось сбросообразованием.

Судя по результатам шлихового опробования, олигоцен-нижнемиоценовые отложения, характеризующиеся специфическим набором минералов тяжелой фракции, покрывали некогда всю территорию о. Бельковский. Мы предполагаем, что третичный комплекс, который сохранился на о. Бельковский в локальных прогибах, сплошным чехлом покрывает подводную часть Бельковского горста. Этот чехол включает верхнеэоценовые—нижнемиоценовые отложения, которые здесь слагают единый сейсмокомплекс.

В олигоцен-раннемиоценовое время обломочный материал транспортировался вдоль Бельковско-Святоносского грабена речной системой, истоки которой располагались в Верхояно-Колымской складчатой области. Магматические комплексы этой области, а также гранитоиды о. Большой Ляховский являлись главным источником детритовых цирконов первого цикла седиментации. Среди них идентифицированы две основные популяции: раннемеловая и позднепалеозойская. Значительная часть обломочного материала происходит из продуктов разрушения палеопротерозойского (1850—2000 млн. лет) метаморфического комплекса, подобного тому, что был вскрыт в Усть-Ленском выходе. Мы предполагаем, что источник метаморфической кластики в олигоцен-раннемиоценовых отложениях о. Бельковский располагался в пределах Восточно-Лаптевского поднятия.

Благодарности. Авторы признательны А.Н. Ларионову и А.А. Антонову (ЦИИ ВСЕГЕИ), усилиями которых были получены катодолюминесцентные изображения цирконов и проведен

их изотопный U-Pb анализ, И.С. Ипатьевой за диагностику полевых шпатов в иммерсионных препаратах. Мы также благодарны рецензентам М.И. Тучковой, М.А. Ахметьеву и Ю.Б. Гладенкову за конструктивные замечания, позволившие улучшить рукопись. Работа проведена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (гранты №№ 05-10-01100 и 11-05-00431).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблаев А.Г.* Флоры Корякско-Камчатской области и вопросы стратиграфии континентального кайнозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др.* U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216—221.
- Александрова Г.Н., Кузьмичев А.Б.* О возрасте палеогеновых отложений в лагуне Нерпалах (остров Котельный) по палинологическим данным // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 2. Палинология кайнозоя. Прикладная палинология. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 18—23.
- Алексеев В.П.* Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
- Андреев А.А., Мелес М., Венрик Ф., Брайхам-Гретте Ю.* Климат в позднем плиоцене/раннем плиоцене на северо-востоке Сибирской Арктики по данным пыльцевых исследований озера Эльгыгытгын // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Ред. Корсакова О.П., Колька В.В. СПб., 2011. Т. 1. С. 33—36.
- Басилян А.Э., Никольский П.А.* Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76—84.
- Буданцев Л.Ю.* История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.
- Буданцев Л.Ю.* Позднеэоценовая флора Западной Камчатки // Труды Ботанич. ин-та РАН. 1997. Вып. 19. 115 с.
- Буданцев Л.Ю., Головнева Л.Б.* Новый вид рода *Alnus* (Betulaceae) с пельгатыными листьями в позднеэоценовой флоре Северо-Западной Камчатки // Ботанич. журн. 1986. Т. 71. № 2. С. 246—254.
- Виноградов В.А., Горина И.Ф.* Неогеновые отложения дельты р. Лены в связи с оценкой перспектив алмазности юго-западной части акватории моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы (сборник статей). Ленинград: НИИГА, 1971. С. 137—143.
- Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43—58.

- Кодрул Т.М.* Фитостратиграфия палеогена Южного Сахалина. М.: Наука, 1999. 150 с. (Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 519).
- Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000, серия Новосибирские острова, листы S-53-IV, V, VI; S-53- XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1982 (четыре листа).
- Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54- VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Ред. Устрицкий В.И. М.: Министерство геологии, 1985. 162 с.
- Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В.* Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1178.
- Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б.* Аптальбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.
- Павлюткин Б.И.* Среднемиоценовая ханкайская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 216 с.
- Прокопьев А.В., Торо Х., Смелов А.П. и др.* Усть-Ленский метаморфический комплекс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 26–30.
- Смелов А.П.* Оленекское поднятие // Тектоника и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 107–108.
- Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С.* Материалы по стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30–40.
- Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. Ред. Борщева Н.А. Москва: Министерство геологии, 1986. 106 с.
- Фрадкина А.Ф.* Палеоген и неоген низовьев р. Колымы по палинологическим данным // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 52–65.
- Фрадкина А.Ф.* Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 82 с.
- Челебаева А.И.* Миоценовые флоры Восточной Камчатки (флоры стратотипа корфовской серии). М.: Наука, 1978. 156 с.
- Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum geology: from mature basins to new frontiers. Proc. 7th Petroleum Geology Conference. Eds. Vining B.A., Pickering S.C. 2010. P. 591–619.
- Franke D., Hin K.* The structural style of sedimentary basins on the shelves of the Laptev Sea and western East Siberian Sea, Siberian Arctic // J. Petrol. Geol. 2005. V. 28. P. 269–286.
- Franke D., Hinz K., Oncken O.* The Laptev Sea rift // Mar. Petrol. Geol. 2001. V. 18. P. 1083–1127.
- Gehrels G.* Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of sedimentary basins: recent advances. Eds. Busby C.J., Azor A. Wiley-Blackwell, 2011. P. 47–62.
- Kos'ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene sequences on the New-Siberian islands: an approach to interpret offshore seismic // Mar. Petrol. Geol. 2002. V. 19. P. 901–919.
- Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita D. et al.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
- Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L. et al.* Granitoids of the Main batholith belt (NE Asia) New U-Pb SHRIMP geochronological and geochemical data // Tectonics and metallogeny of the Circum-North Pacific and Easternmost Asia: Proc. Leonid Parfenov Memorial Conference. Ed. Khanchuk A.I. Khabarovsk: FEBRAS, 2007. P. 286–288.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Eds. Stone D.B., Fujita K., Layer P.W. et al. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 201–221.
- Vermeesch P.* How many grains are needed for a provenance study? // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 441–451.

Рецензенты М.А. Ахметьев,
Ю.Б. Гладенков, М.И. Тучкова