

УДК 552.5:551.76(571.562)

## СИНКОЛЛИЗИОННЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ о. БОЛЬШОЙ ЛЯХОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

© 2006 г. А. Б. Кузьмичев\*, А. В. Соловьев\*, В. Е. Гоникберг\*, М. Н. Шапиро\*\*,  
О. В. Замжицкий\*

\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.2005 г.

Граувакковые песчаники и глинистые сланцы, слагающие остров Большой Ляховский, первоначально относили к мезозою, затем, на основании определений микрофоссилий, – к позднему протерозою. В настоящее время на большей части острова их датируют пермским возрастом по споропыльцевым комплексам. В исследованной юго-восточной части острова терригенный комплекс интенсивно дислоцирован и тектонически совмещен с блоками океанических и островодужных пород, выдвинутых из Южно-Ануйской сутуры. Разрез сложен преимущественно турбидитами и содержит горизонты со штормовой косой слоистостью. В результате петрографического и геохимического изучения состава обломочных пород идентифицированы три источника кластики: вулканическая островная дуга, чехол и/или фундамент древней платформы и экзотические отторженцы океанических и островодужных пород, такие как серпентиниты и амфиболиты. Все перечисленные комплексы входили в состав орогенного сооружения, возникшего во время коллизии Новосибирского континентального блока с Ануйско-Святоносской островной дугой. Флишоид накапливался в передовом прогибе, возникшем перед фронтом этого сооружения в процессе коллизии. Позднеюрский возраст вулканитов Ануйско-Святоносской дуги определяет нижний предел возраста накопления синколлизионных терригенных пород. Присутствие позднеюрских цирконов в песчаниках флишоидной толщи острова Большой Ляховский подтверждено методом трекового (fission-track) анализа. Верхний предел возраста определяется временем внедрения постколлизионных гранитов и диоритов (апт–альб), прорывающих терригенный комплекс. Следовательно, возраст флишоидной толщи не выходит за пределы интервала: конец поздней юры – неоком. Предполагавшийся ранее пермский возраст отложений был основан на переотложенной органике. Позднеюрский – неокомовый возраст и сходный состав имеют также фаунистически охарактеризованные терригенные толщи, слагающие острова Столбовой и Малый Ляховский архипелага Новосибирские острова, а также граувакки Южно-Ануйского района на Чукотке. Все перечисленные отложения накапливались в обширном бассейне передового прогиба, возникшем в процессе позднекиммерийского орогенеза на южной окраине арктического континентального блока.

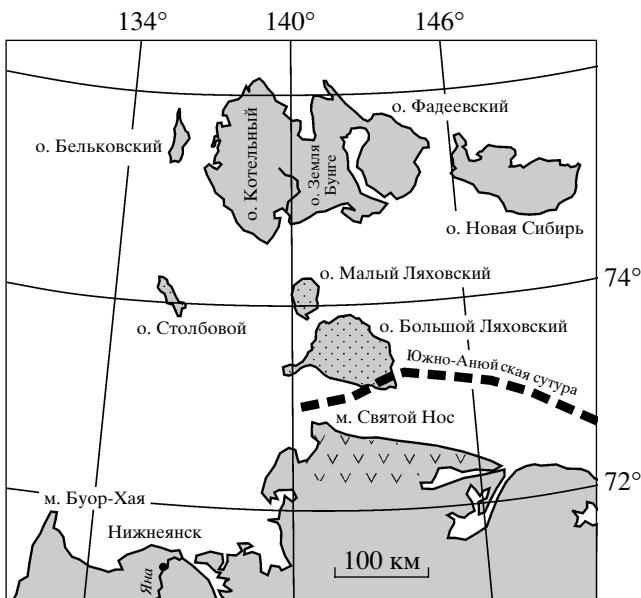
**Ключевые слова.** Новосибирские острова, море Лаптевых, Арктика, Южно-Ануйская сутура, мезозой, флиш, трековое датирование циркона.

### ВВЕДЕНИЕ

Остров Большой Ляховский (рис. 1) сложен преимущественно флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наиболее обширные выходы терригенных отложений расположены в юго-восточной части острова (хребет Хантагай-Тас, мыс Бурустас и окрестности). Локальные обнажения известны также в западной части острова (мыс Кигилях) и на севере острова (возвышенность Усук-Юрях, рис. 2). Терригенный комплекс неравномерно дислоцирован, рассланцеван, филлитизирован и прорван дискордантными постколлизионными интрузиями гранодиоритов и гранитов. Интрузии датированы K-Ar, Ar-Ar и U-Pb метода. Их возраст определяется как аптский-альбский (Вольнов и др., 1999; Доро-

феев и др., 1999; Рассыпные месторождения..., 2001; Layer et al., 2001).

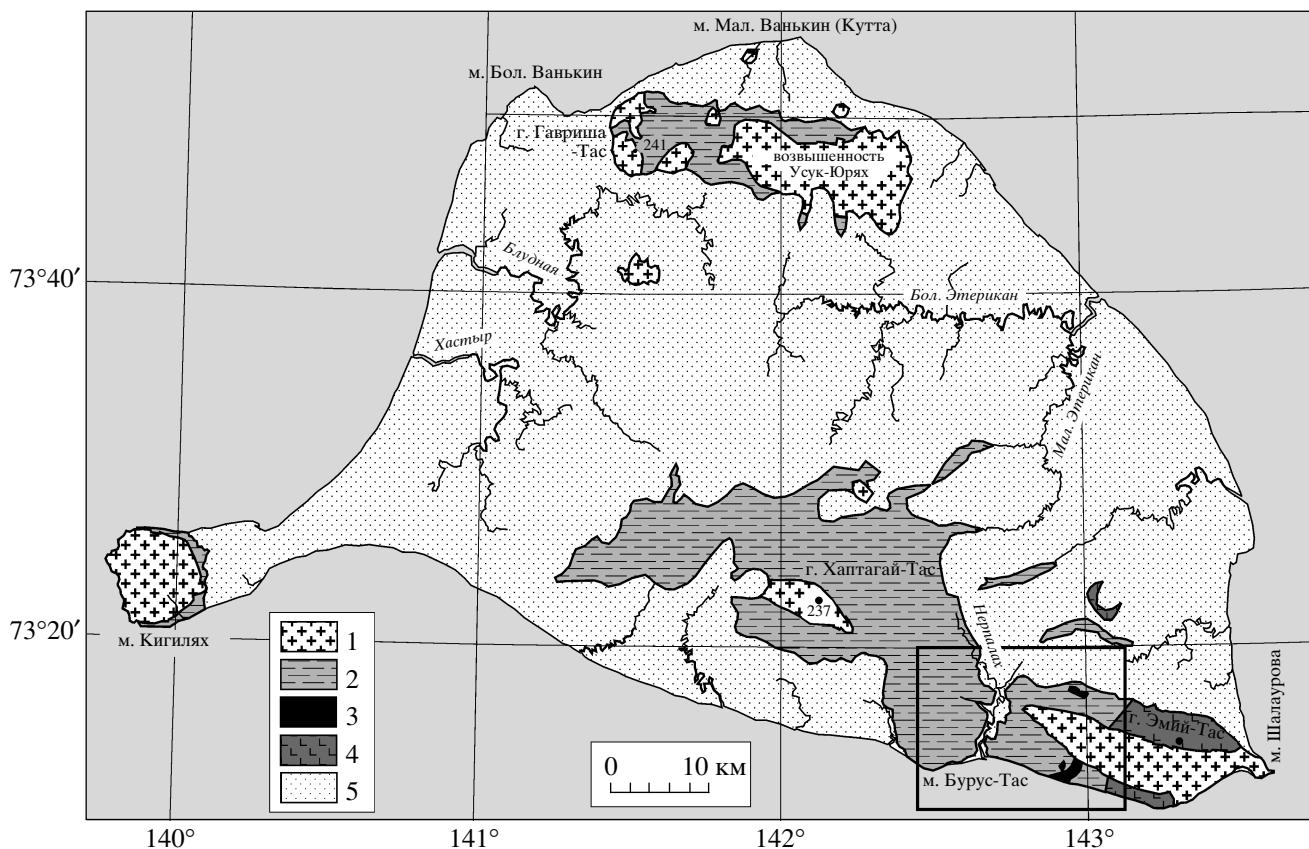
Северо-западнее, на островах Котельный и Бельковский (рис. 1) обнажены мелководные карбонатные и терригенные толщи палеозоя. Эти толщи слагают деформированный чехол древнего континентального блока, который называют Новосибирской платформой. Южнее Ляховских островов на материке в районе мыса Святой Нос (рис. 1) выходят верхнеюрские вулканиты и граувакки, которые обычно включают в состав Ануйско-Святоносской (Святоносской, Святоноско-Олойской) островной дуги (Парфенов, 1984; Натальин, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Natal'in et al., 1999; Парфенов и др., 2001; Sokolov et al., 2002). Общепризнанно, что террейн, соот-



**Рис. 1.** Новосибирские острова. Показано положение Южно-Анюйской сутуры (пунктир), Анюйско-Свято-Ницкской дуги (галочки) и терригенного комплекса, слагающего Ляховские острова (точечный крап).

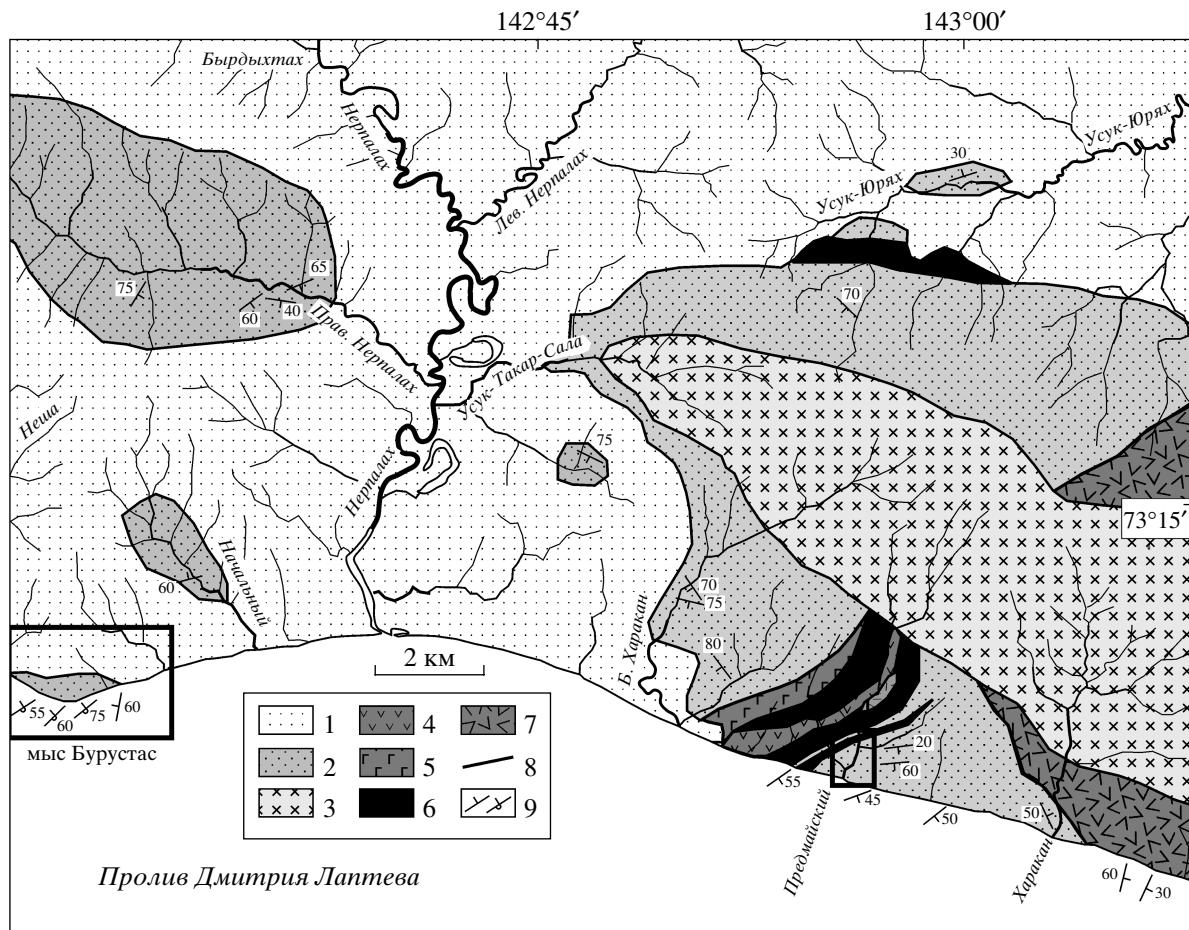
ветствующий Анюйско-Святоносской дуге, в современной структуре отделен от Новосибирской платформы Южно-Анюйской сутурой – покровно-складчатой зоной, шириной в несколько десятков километров, содержащей фрагменты офиолитов (Сеславинский, 1979; Зоненшайн и др., 1990). Северный фронт Южно-Анюйской сутуры своим краем заходит на о. Большой Ляховский, где с ним связаны тектонические пластины и клинья океанических базальтов, серпентинитов и амфиболитов (Сеславинский, 1979; Драчев и др., 1993; Вольнов и др., 1999).

Представления о возрасте флишидной толщи, слагающей о. Большой Ляховский, неоднократно менялись на протяжении истории ее изучения. Первые исследователи острова объединяли все терригенные породы в единый комплекс. Первоначально он датировался мезозоем (Воллович, 1901; Ермолаев, 1932). После проведения мелкомасштабной геологической съемки в 1956 г. эти отложения были отнесены к верхнему протерозою, так как производили впечатление горных более древних, чем палеозойские толщи, обнаженные на островах, лежащих к северу. Отложе-



**Рис. 2.** Геологическая карта острова Большой Ляховский. Составлена по материалам А.И. Самусина и его коллег (Самусин и др., 1985 и др.). Прямоугольником показано расположение участка, изображенного на рис. 3.

1 – меловые (апт-альб) граниты и диориты; 2 – мезозойские (волжский ярус-неоком) терригенные отложения, включая бурустасскую свиту, которая считалась пермской; 3 – серпентиниты и сопутствующие породы; 4 – амфиболиты; 5 – рыхлые отложения.



**Рис. 3.** Геологическая карта юго-восточной части о. Большой Ляховский.

Прямоугольниками показаны контуры детальных участков мыса Бурустас (рис. 4) и руч. Предмайский (рис. 6).

1 – рыхлые отложения (N-Q); 2 – бурустасская свита (J<sub>3v</sub>-K<sub>1nc</sub>); 3 – гранодиориты, граниты (K<sub>1</sub>); 4 – шаровые лавы; 5 – габбро-долериты; 6 – серпентиниты; 7 – амфиболиты; 8 – тектонические контакты; 9 – элементы залегания.

ния получили название бурустасской свиты по мысу Бурустас в южной части острова (рис. 2). Предполагаемый позднепротерозойский возраст пород был подтвержден обширным комплексом акритарх (Войцеховский, Сороков, 1957). В дальнейшем бурустасская свита изучалась В.И. Виноградовым, А.И. Самусиным и их коллегами. В породах, обнаженных на мысе Бурустас, они обнаружили миоспоры, указывающие на пермский возраст пород (Виноградов и др., 1974). Палинологический комплекс содержал также отдельные формы, характерные для карбона. Авторы сделали вывод, что свита имеет, скорее всего, пермский возраст, но не исключили также каменноугольного возраста ее нижней части. В 1972–1974 годах А.И. Самусин и его коллеги провели на острове среднемасштабную геологическую съемку. Терригенные отложения западной и северной частей острова были выведены из состава бурустасской свиты и закартированы как верхнеюрские породы (Самусин, Белоусов, 1985), по аналогии с

толщами, обнаженными на соседних островах Столбовом и Малом Ляховском, где в это время уже были найдены пелециподы волжского яруса (Виноградов, Явшиц, 1975). В дальнейшем, при мелкомасштабном космогеологическом картировании, проведенном на острове Б.Н. Ауловым и его коллегами в 80-х годах прошлого столетия, бурустасская свита стала датироваться как пермь-триас (Вольнов и др., 1999). Основанием для выделения триасовых отложений послужили сведения о находке В.К. Дорофеевым пелециподы триасового облика в плитке сланца на пляже в районе устья руч. Предмайского (рис. 3). Б.Н. Аулов, со ссылкой на А.И. Самусина, указывает, что эта находка принадлежит *Monotis ochotica* (Б.Н. Аулов, 2000 г., устное сообщение). На этом основании Б.Н. Аулов относит свиту к нижнему-среднему триасу и сопоставляет с одновозрастными песчано-сланцевыми толщами Чукотки.

Мы изучали бурустасскую свиту в 2000 и 2003 годах в юго-восточной части острова. Непрерыв-

ные скальные обнажения встречены в двух пунктах: в районе мыса Бурустас и в приустьевой части руч. Предмайского (рис. 3). На остальной территории встречаются разрозненные коренные выходы по берегам ручьев, но преимущественно бурустасская свита картируется по слабоперемещенному аллювию. Данные, полученные нами, позволяют предложить новую интерпретацию возраста и тектонического положения флишоидной толщи острова Большой Ляховский. В статье мы доказываем, что она накопилась в конце юры-неокоме в бассейне передового прогиба, возникшего на южной окраине Новосибирской платформы во время ее коллизии с Анюйско-Святоносской островной дугой.

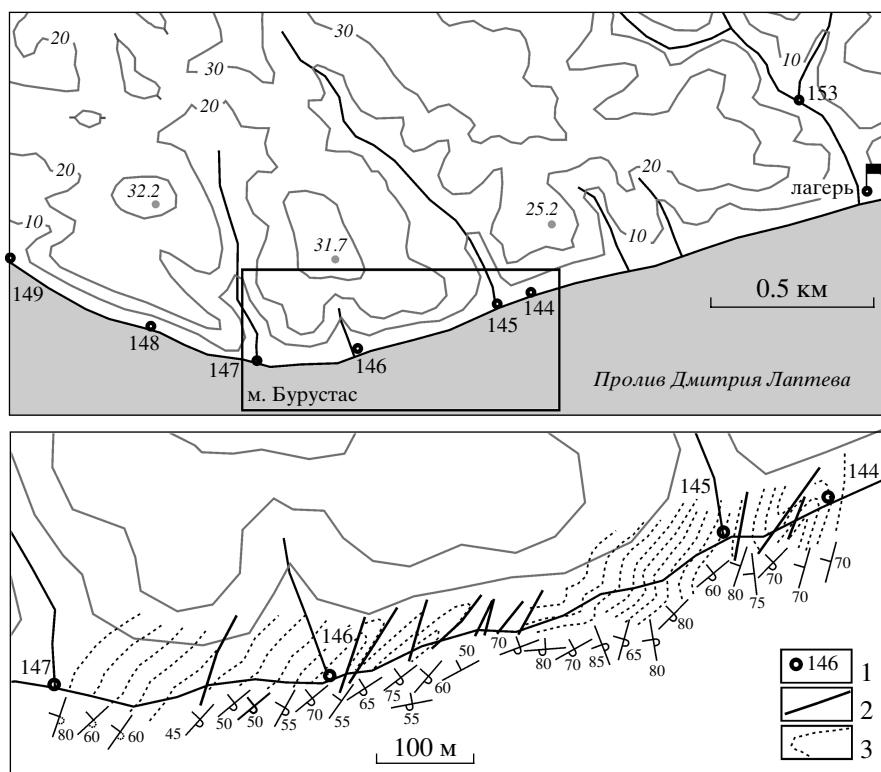
### СТРУКТУРА ИССЛЕДОВАННОГО УЧАСТКА

На исследованной площади (рис. 3) породы бурустасской свиты контактируют по крутым надвигам с пиллоу-базальтами, серпентинитами и амфиболитами, которые представляют собой фрагменты литосферы юрского Анюйского океанического бассейна и Анюйско-Святоносской островной дуги. Фрагментарность коренных выходов не позволяет реконструировать структуру участка. В целом, структурные элементы простираются в северо-восточных румбах и имеют северо-западную вергентность, которая отвечает направлению надвигания тектонических покровов со стороны Южно-Анюйской сутуры. Этой региональной вергентности далеко не всегда соответствуют элементы залегания пород бурустасской свиты, наблюдаемые в обнажениях. Как видно на рис. 3, на некоторых участках породы бурустасской свиты простираются в северо-западном или в субширотном направлении. Мы предполагаем, что во многих случаях такие развороты простираций вызваны сдвиговыми нарушениями северо-западного простириания, о чем свидетельствуют наблюдаемые в обнажениях складки с крутыми шарнирами. Однако такое предположение не может объяснить всех наблюдавшихся вариантов залегания пород. Например, складчатая структура мыса Бурустас имеет юго-восточную вергентность – прямо противоположную той, что была нами объявлена выше, как типичная для региона. Породы здесь образуют крутые складки с падениями обоих крыльев в северо-западном направлении под углом 50–70 градусов и находятся преимущественно в опрокинутом залегании. Сланцы бурустасской свиты неравномерно филлитизированы. Наибольшим изменениям породы подверглись в западной части исследованной площади – в районе мыса Бурустас и в верховьях р. Нерпалах, где они интенсивно расклиникоанализированы и содержат новообразования хлорита и серицита.

### СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ФРАГМЕНТОВ РАЗРЕЗА И ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Бурустасская свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На всей изученной площади состав пород однообразен: преобладают мелко-среднезернистые песчаники, образующие пласты до 1.5 м, иногда более, чередующиеся с пачками слоистых глинистых сланцев, мощностью до нескольких метров. Грубобломочные разности, такие как крупнозернистые песчаники, гравелиты или конгломераты на изученной площади не встречены, что свидетельствует об относительной удаленности области осадконакопления от главных питающих каналов. Песчаники содержат многочисленные конкреции, сцементированные карбонатным веществом. Присутствуют пачки, состоящие из сближенных пластов песчаников, а также пачки, состоящие преимущественно из сланцев. На отдельных участках песчаники и сланцы участвуют в ритмичном флишоидном переслаивании. Породы преимущественно сероцветные, в разрезе мыса Бурустас и р. Правый Нерпалах присутствуют зеленые песчаники и алевролиты. В верхнем течении р. Нерпалах (за пределами представленной карты) наблюдались сиреневые и зеленые пестроцветные песчаники. Неполная обнаженность и монотонный состав пород не позволяют расчленить терригенный комплекс, составить его послойный разрез и определить мощность. Поэтому осталось неясным какое положение в нем занимают наблюдавшиеся фрагменты. В качестве примера мы опишем два фрагмента разреза в уже упоминавшихся скальных выходах мыса Бурустас и в приустьевой части руч. Предмайско-

го. Разрез мыса Бурустас (“стратотип” бурустасской свиты) изучался ранее В.И.Виноградовым и А.И.Самусиным (Виноградов и др., 1974), а также Б.Н.Ауловым и его коллегами. Эти описания имеют мало общих черт друг с другом, а также с результатами нашего исследования. Согласно нашим наблюдениям, разрез мыса Бурустас преимущественно находится в опрокинутом залегании и наращивается, в целом, с запада на восток. Более или менее детально изучен отрезок обнажения, расположенный восточнее мыса Бурустас. Судя по фрагментарным наблюдениям, в той части обнажения, которая расположена западнее мыса Бурустас (соответствует нижней части видимого разреза), состав пород заметно не меняется. К востоку от пункта 144 (рис. 4), приблизительно на протяжении километра в пляже встречаются эпизодические выходы темно-серых слоистых алевролитов, редко – песчаников, частично присыпанные галькой. Они не образуют целостного разреза, но создается впечатление, что верхняя



**Рис. 4.** Схема расположения опорного разреза мыса Бурустас (верхний рисунок) и структурная схема изученного фрагмента (нижний рисунок). Подписаны горизонтали (показаны через 10 м), и вершины с триангуляционными знаками.

1 – пункты наблюдений и их номера; 2 – разломы; 3 – интерполированные структурные линии.

часть разреза сложена преимущественно тонко-обломочными породами.

Мы весьма упрощенно описываем разрез как непрерывный, хотя он разбит многочисленными зонами дробления, и возможно, какие-то фрагменты срезаются разломами. Сдваивания разреза по разломам, по-видимому, не происходит, так как литологические последовательности не повторяются. Реконструированный разрез расченен на 3 пачки (рис. 4, 5).

1. “Зеленая” пачка. Характеризуется присутствием пластов массивных зеленоватых – желто-зеленых песчаников, реже – зеленых перетертых алевролитов. Встречаются массивные пластины неслоистых песчаников мощностью до 2 м, а также контрастнослоистые ритмичные пачки песчано-сланцевого переслаивания. Не менее половины разреза лишено зеленых оттенков и сложено сероцветными породами. Песчаники местами содержат многочисленные конкреции карбонатного песчаника размером до 20 см. Зеленый цвет песчаников вызван присутствием обломочных чешуек хлорита иногда крупных, хорошо различимых в лупе. Присутствуют также ярко-зеленые просвечивающие чешуи, которые в поле были описаны как серпентиновые. Общая мощность 100–110 м.

2. Контрастная пачка. Кроме стандартного набора сероцветных пород, включающих массивные неясно-листоистые песчаники, часто с конкрециями, и пакеты

кливажированных тонкообломочных пород, пачка включает пакеты циклитов: песчаник–алевролит–аргиллит с градационной слоистостью. Мощность таких пакетов не превышает нескольких метров. Присутствуют прослои алевролита и песчаника с асимметричной косой слоистостью течений. Мощность около 160–170 м.

3. “Косослоистая” пачка, в которой преобладают тонкообломочные породы. Присутствуют прослой массивных песчаников, а также плохосортированных неяснослоистых алевритистых песчаников и песчанистых алевролитов. Последние, по крайней мере на двух уровнях разреза, обнаруживают косослоистое строение. Косослоистые серии содержат до 7–8 разноравненных ритмов мощностью 3–10 см каждый. Пологие углы выклинивания позволяют интерпретировать косую слоистость, как возникшую в результате штормовых придонных осциляций (*hammock cross-stratification*) (Dott, Bourgeois, 1982). Мощность – 60 м.

Общая мощность описанного фрагмента около 330 м. Всего в районе мыса Бурустас обнажается, по-видимому, не менее 700 м терригенного разреза. В разрезе мыса Бурустас пачки флишевого переслаивания представляют собой типичные турбидиты и в них более или менее четко выражена типичная последовательность Боума (Einsele, 1992). Прослои массивных песчаников обычно имеют эрозионную нижнюю поверхность. Слоис-

тость не видна или обнаруживается только в верхней части пластов, в зоне перехода в алевролит. Иногда эта зона обладает отчетливой прямой градационной слоистостью. Подобные массивные пласти, вероятно, отлагались в результате оползания высокоплотностных зерновых потоков. Перечисленные седиментационные особенности указывают на большую скорость заполнения осадками бассейна, сносившимися с близлежащей горной (?) суши (Mutti et al., 2003), чем, возможно, объясняется бедность пород остатками фауны. Критическим для определения глубины палеобассейна является присутствие пакетов плохосортированных алевропесчаников, мощностью до нескольких метров, со штормовой косой слоистостью. Подобные слои обычно образуются на глубинах в несколько десятков метров (Dott, Bourgeois, 1982). Их присутствие в едином разрезе с турбидитами показывает, что последние также не являются глубоководными отложениями. В разрезе бурустасской свиты в окрестностях ручья Предмайского кливаж проявлен слабо. Непрерывный скальный разрез вскрыт на протяжении 300 м вдоль ручья. Разрозненные коренные выходы встречаются также выше по течению ручья и на берегу пролива Дмитрия Лаптева (рис. 6). Непрерывный разрез расчленен на 4 пачки (описаны снизу вверх по разрезу и сверху вниз по течению ручья).

1. Песчаники массивные (слагают пласти по 10–50 см), светло-серые с маломощными прослойями пепельно-серых алевролитов. Встречаются шаровидные или яйцевидные конкреции карбонатного песчаника. Песчаники слоистые. Отмечена параллельная, прерывистая и линзовидная слоистость. В верхней части некоторых пластов – нечетко выраженная волновая (?) косая слоистость. Мощность – 35 м.

2. Пачка с более ярко выраженным ритмичным переслаиванием песчаника-алевролита-аргиллита. Кроме того, присутствуют пачки алевро-аргиллитового состава по 3–6 м, а в верхней части – пачка с преобладанием песчаников, на долю которой приходится около 15 м. Некоторые прослои песчаников обладают типичными для турбидитов чертами – эрозионной подшвой и переходами вверх в слоистый, в кровле – линзовидно-слоистый песчаник и далее – в алевролит и аргиллит. Некоторые пласти песчаника имеют переменную мощность и иногда выклиниваются в пределах обнажения. Мощность – 70 м.

3. Пачка, сходная с пачкой 2, но с преобладанием алевролитов и аргиллитов. В некоторых прослоях проявлена типичная турбидитовая последовательность Боума: а) массивный неслоистый песчаник с прямой градационной слоистостью, с резкой эрозионной нижней границей и с обломочками аргиллитов (*rip-up clasts*) в нижней части (40–50 см), б) параллельно-слоистый песчаник (5–10 см), в) косослоистый алевропесчаник-алевролит (5 см), г) переслаивание параллельно-слоистых алевролитов и аргиллитов (10 см), д) черный аргиллит (5 см). В некоторых прослоях алевролита и алевропесчаника отмечена односторонняя косая слоистость течения. Мощность – 40 м.

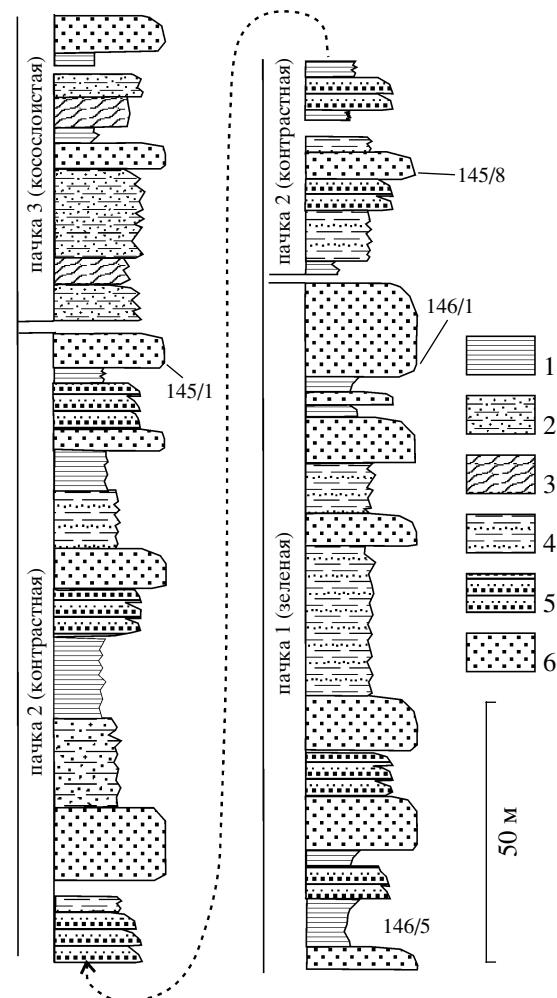
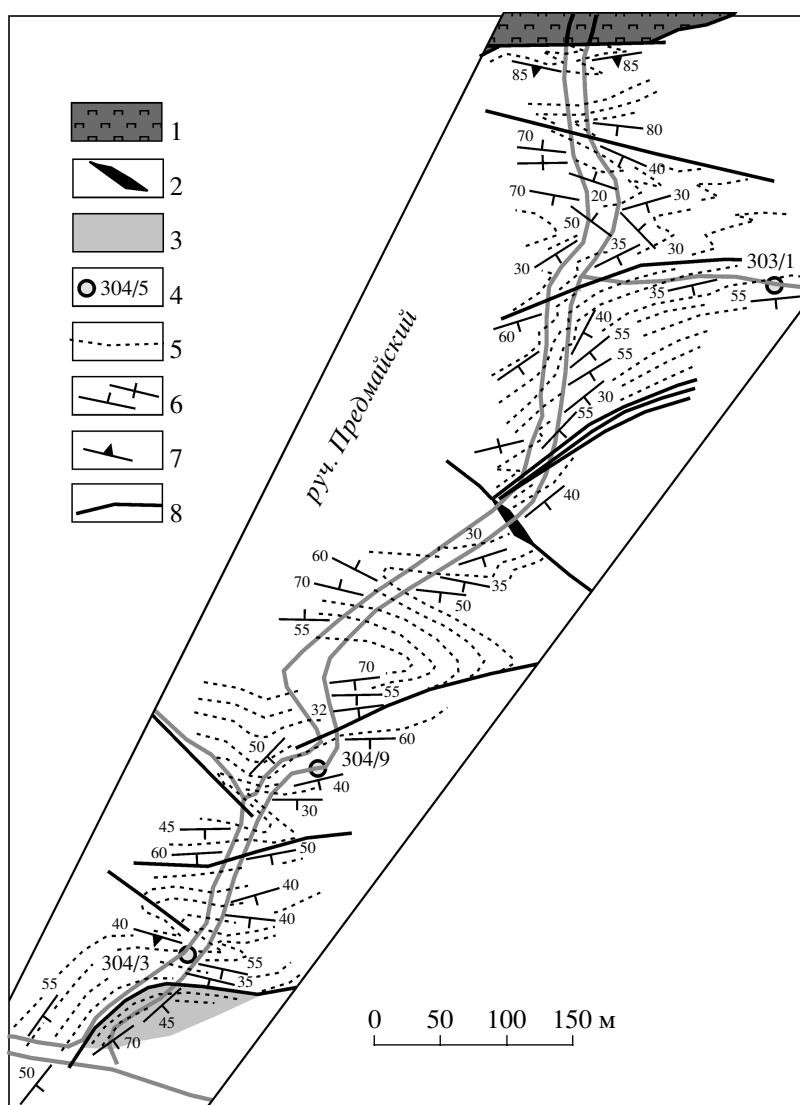


Рис. 5. Строение бурустасской свиты в районе мыса Бурустас.

Обозначены пункты отбора проб, указанных в табл. 5, 6. Разрывы в колонке соответствуют наиболее крупным зонам разломов.

1 – пачки с преобладанием аргиллитов и алевролитов с маломощными прослойями песчаников; 2 – преобладание плохосортированных кливажированных алевропесчаников параллельно-слоистых и неяснослоистых; 3 – то же, с отчетливо проявленной косой слоистостью; 4 – бессистемное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; 5 – пачки ритмичного переслаивания с отчетливо проявленной градационной слоистостью; 6 – преобладание массивных песчаников.

4. В приусьевой части руч. Предмайского обнажены темно-серые до черных листоватые раздавленные аргиллиты с тонкими (0.5–1.5 см) прослойями алевролита. Слоистость параллельная, иногда очень тонкая. Переходы от аргиллита к алевролиту как постепенные, так и резкие. Такие разности, как граувакковые песчаники или слюдистые алевролиты, типичные для всех выходов бурустасской свиты, в пачке 4 отсутствуют. Залегание нарушено многочисленными зонами рассланцевания и разлинзования. Создается впечатление, что пачка сильнее дислокирована, чем породы



**Рис. 6.** Структурная схема опорного разреза бурустасской свиты руч. Предмайский.

1 – серпентинит; 2 – гранит-порфир; 3 – черносланцевая пачка, которая, возможно, не является элементом бурустасской свиты; 4 – проанализированные образцы (табл. 5, 6); 5 – интерполированные структурные линии; 6 – элементы залегания слоистости; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – разломы.

слоев 1–3; в частности, в ней отмечены замочки изоклинальных складок. Перечисленные признаки показывают, что пачка накапливалась в иной обстановке, чем нижележащие породы. Эта пачка отделена разрывом от остальной части разреза и, возможно, не имеет отношения к бурустасской свите. С.С. Драчев также исключает эту пачку из состава бурустасской свиты (Драчев, Савостин, 1993). Видимая мощность – 20–25 м.

Вверх по ручью, выше описанных скальных обнажений также встречаются эпизодические выходы терригенных пород, соответствующих более низким горизонтам бурустасской свиты. В 700 м от устья руч. Предмайского в нижнем течении левого притока обнажены плитчатые песчаники с неправильной линзовидной слоистостью, вызванной, по-видимому, волновыми осциляциями.

В целом нижние видимые горизонты разреза литологически мало отличаются от рассмотренных выше разностей. Степень дислоцированности увеличивается в северном направлении и седиментационные особенности становятся менее отчетливыми.

С учетом складчатости, реконструированная мощность бурустасской свиты в разрезе руч. Предмайского составляет около 300 м. Описанный фрагмент отличается от разреза мыса Бурустас несколько большей мелководностью отложений. Преобладают слоистые песчаники, в том числе – косослоистые, являющиеся, по-видимому, отложениями приливно-отливных течений.

**Таблица 1.** Результаты подсчета обломочных зерен в 5 представительных образцах песчаника бурустасской свиты

№ об-разца	Qm	Qp	QF	F	P	K	Lv	Ls	Lm	Col	Op	?	Sec	Mtx	SUM
135/1	27	6	—	61	13	4	70	13	2	3	1	4	4	84	200
135/2	72	3	5	56	12	7	107	26	10	1	1	4	19	126	300
145/8	42	4	2	48	12	—	150	29	12	6	—	6	19	107	305
146/1	71	14	3	72	13	9	71	11	22	9	5	8	6	106	300
304/3	59	4	2	69	4	—	117	26	14	3	2	5	4	126	300

Примечание. Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; QF – сростки кварца с полевым шпатом; F – полевые шпаты без разделения; P – плагиоклазы; K- КПШ; Lv, Ls, Lm – зерна вулканических, осадочных и метаморфических пород; Col – цветные минералы; Op – рудные минералы; ? – зерна неясного происхождения; Sec – аутигенные минералы; Mtx – матрикс; SUM – сумма точек на диагностируемых обломочных зернах.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Граувакковый состав песчаников был очевиден еще на стадии их полевого изучения. В лупу видно, что они содержат большое количество зерен полевого шпата и литокластов, сопоставимое с количеством кварцевых песчинок или превышающее его. В некоторых пластах наблюдалась заметная сепарация обломочного материала по удельному весу: нижние части пластов обогащены зернами рудных минералов. Характерной особенностью бурустасской свиты во всех осмотренных обнажениях является присутствие крупных чешуй детритовой белой слюды. Зеленые песчаники мыса Бурустас содержат ясно различимые обломки зеленых пород, среди которых предположительно диагностированы неправильные чешуи хризотила размером до 2 мм.

Изучение пород под микроскопом подтверждает граувакковый состав песчаников. Результаты подсчета обломочных зерен в пяти представительных образцах показали, что среди них преобладают литокласти, количество которых составляет около половины всех обломков, а иногда достигает 65%. Зерна полевых шпатов составляют 20–40%; кварца – 15–30% от общего количества диагностированных зерен (табл. 1, 2). Хотя эти 5 шлифов не охватывают всего разнообразия пород, они достаточно точно отражают средний состав преобладающих песчаников, который сравнительно однороден на всей исследованной площади. Иногда встречаются разности с более высоким содержанием (до половины) кварцевых зерен и разности, в которых обломки полевого шпата содержатся в большем количестве, чем литокласти. Количество рудных и акцессорных минералов в базальных частях прослоев песчаника иногда достигает 10%. Объем цемента составляет 25–30%, что приблизительно соответствует поровому пространству уплотненного песка. В западной части площади объем цемента меньше за счет большего уплотнения и регенерации кварцевых

зерен. Здесь цемент местами полностью замещен хлорит-серпентитовым чешуйчатым агрегатом.

Среди кварцевых зерен преобладают плохоокатанные, а иногда и совершенно неокатанные остроугольные, в том числе – клиновидные обломки, но встречаются также и круглые песчинки. Большая часть зерен сложена монокристаллическим кварцем с волнистым, редко – с прямым погасанием. Поликристаллический кварц имеет второстепенное значение. Встречаются мозаичные агрегаты с взаимным прорастанием (преобладают) и со стилолитовыми швами. Обычно кварц содержит незначительное количество мелких газовых или газово-жидких включений. Срастания с другими минералами наблюдались редко. Преимущественно – это сростки с полевым шпатом (обломки гранитов?). В единичных случаях встречены срастания с мусковитом, включения циркона и апатита. Перечисленные характеристики позволяют предполагать, что главным источником кварцевой кластики являлись метаморфические породы и граниты, подчиненным – кварцевые жилы (Симонович, 1978). Незначительное количество округлых чистых монокрис-

**Таблица 2.** Процентные соотношения компонентов песчаников Бурустасской свиты (%)

№ об-разца	Q%	F%	L%	Mtx%	Lv	Ls	Lm
135/1	16.5	39.0	44.5	29.5	82.3	15.2	2.3
135/2	26.0	25.6	48.4	29.5	74.8	18.1	6.9
145/8	15.4	20.0	64.6	25.9	78.5	15.1	6.2
146/1	29.0	31.6	39.3	26.1	68.2	10.5	21.1
304/3	21.3	24.6	54.1	29.5	74.5	16.5	8.9

Примечание. Q% = (Qm + Qp + QF/2)/SUM; F% = (QF/2 + F + P+K)/SUM; L% = (Lv + Ls + Lm + Col + Op)/SUM; Mtx% = = Mtx/(Mtx + SUM); Lv = Lv/(Lv + Ls + Lm); Ls = Ls/(Lv + Ls + Lm); Lm = Lm/(Lv + Ls + Lm). Аббревиатуры см. в примечании к табл. 1.

**Таблица 3.** Химический состав некоторых обломочных минералов в бурустасских песчаниках

№ об-разца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
303/1	Гранат	41.31		25.05		25.88	2.90	2.90	1.20		
303/1	Гранат	42.59		23.79		26.32	0.90	3.39	2.29		
146/1	Гранат	40.57		23.74		25.49	5.01	3.24	1.83		
303/1	Ильменит		53.06		0.25	43.73		0.90			
301/3	Ильменит		53.41			41.95	2.52				
303/1	Хлорит	32.56		28.48		23.90		14.63			
303/1	Хлорит	35.29	0.59	27.65		22.57		12.55		0.57	
146/1	Хлорит	32.70		26.69	1.46	26.15		11.76		0.44	
146/1	Хлорит	35.50		25.97	1.66	23.75	0.63	9.95		1.63	
146/1	Хлорит	32.57		26.57		29.61		12.86			
146/1	Хлорит (в мусковите)	28.45		23.80		36.73		10.22		0.25	
146/1	Хлорит (в мусковите)	28.36		24.10		33.75		12.47			
146/1	Хлорит (в мусковите)	26.65		24.96		36.88	0.56	10.35			
146/1	Хлорит (в мусковите)	27.44		24.77		35.32		10.68		0.28	
146/1	Мусковит	49.53	0.70	35.41		0.99		1.26		1.00	10.49
146/1	Мусковит	48.05	0.68	36.28		2.24		0.50	0.46	0.58	11.01
304/1	Мусковит	46.91	1.63	37.06		1.64		0.72		0.82	10.71
301/3	Амфибол	45.67		18.19		7.62		15.47	8.98	3.45	0.24
146/1	Хромит (в хлорите)			9.11	59.81	17.15		12.11			

Примечание. Анализ выполнен на электронном анализаторе САМЕСА Самебах в Московском государственном строительном университете. Пустые ячейки указывают на концентрации ниже предела обнаружения.

таллических зерен, возможно, имеет вулканический генезис.

Зерна полевых шпатов представлены кислым плагиоклазом (альбитом, реже олигоклазом), обычно замутненным в результате вторичных изменений. В значительной части зерен полисинтетическое двойникование отсутствует. Встречены разности с волокнистым или мозаичным перитом, часть которых была проанализирована на микрозонде. Присутствие калиевого полевого шпата в них не подтвердилось, все проанализированные зерна оказались сложенными альбитом. Прокрашивания шлифов проведено не было, но тем не менее на основании имеющихся наблюдений можно сделать вывод, что если калиевый полевой шпат присутствует в песчаниках, то в крайне незначительном количестве. По-видимому, преобладающая часть обломков плагиоклаза имеет вулканическое происхождение. Иногда наблюдались кристаллы плагиоклаза, включенные в перекристаллизованный фельзитовый базис. Часть обломков полевых шпатов имеет гранитное происхождение, что подтверждается присутствием сростков с кварцем.

Из других минеральных обломков самым распространенным является мусковит. Детритовый мусковит присутствует повсеместно в песчаниках

бурустасской свиты и местами слагает чешуи, размером до 2 мм. В зеленых песчаниках западной части площади детритовый мусковит имеет зеленоватый оттенок, а иногда ясно выраженный зеленый цвет. В шлифах видно, что окраска вызвана присутствием ламмелей хлорита. Несколько зерен мусковита и сосущущего хлорита проанализированы (табл. 3). Хлорит однороден по составу и является высокожелезистым. Подобные срастания железистого хлорита и мусковита являются, вероятно, продуктом замещения биотита или фенгита.

В незначительном количестве породы содержат чешуи хлорита, обломки роговой обманки, эпидота, альмандинового граната (табл. 3). В одной из протолочек гранат сохранил тонкую скульптуру граней и совершенно не окатан. Единственный анализ амфибала отвечает паргаситу, характерному для ассоциаций высокого давления и умеренных-высоких температур. Присутствие обломков серпентина, отмечавшееся в поле, в лаборатории не подтвердилось. Зеленые чешуйчатые агрегаты оказались сложенными хромистым хлоритом (табл. 3), который обычно развивается по ортопироксену и оливину ультраосновных пород. Он содержит включения высокохромистого спинелида (табл. 3), типичного для дунитов-гарц-

бургитов. Такие рыхлые бесформенные обломки вряд ли могли испытать далекий перенос; их источником являлись серпентиниты, подобные тем, что обнажены в окрестностях руч. Предмайского.

Преобладающая часть литокластов, отнесена к вулканитам среднего и кислого, реже – основного состава. В большинстве случаев это микрозернистые агрегаты с отдельными микролитами плагиоклаза. Значительная часть зерен сложена агрегатом хлорита, эпидота, цоизита и альбита. Встречаются обломки сериально-порфировых андезитов. Кроме того, значительная часть обломков сложена микрозернистым агрегатом, который интерпретируется как слабораскристаллизованный фельзит. Обломки осадочных пород распространены в меньшем количестве. Встречены кремни, глинистые сланцы, редко-карбонатные породы. Обломки метаморфических пород малочисленны, но присутствуют почти во всех образцах. Они представлены преимущественно хлорит-серицитовыми сланцами и кварцитами.

Наиболее распространенными акцессориями являются циркон, апатит, рутил. Акцессорный циркон представлен чрезвычайно разнообразными по габитусу, цвету и степени окатанности кристаллами, что отчасти является результатом многократного переотложения, характерного для платформенных обстановок. Апатит представлен также разнообразными по форме и степени окатанности кристаллами и их обломками, при этом обращает на себя внимание присутствие в одной из протолочек неокатанных чечевицеобразных и изометричных зерен со скульптурами растворения. Аналогичные кристаллы были сепарированы из протолочек ортоамфиболов юго-восточной части о. Большой Ляховский, и подобные породы мы рассматриваем как наиболее вероятный источник этих специфических кристаллов. Рутил – классический акцессорий обломочных осадочных пород, который, наряду с цирконом, использовался как показатель степени зрелости терригенного материала (Hubert, 1962). Считалось что он может формироваться в совершенно различных условиях и является космополитичным минералом (Минералы осадочных..., 1958). Однако, как показано Э.Р. Форсом (Forge, 1980), единственным существенным источником дегритового рутила могут являться только породы высокой степени метаморфизма. Такими породами на изученной территории являются амфиболиты Эмийтасского комплекса. Этот комплекс характеризуется специфической глубинной минерологией, и, в частности, присутствием рутила почти во всех разновидностях пород. Можно с большой степенью достоверности предполагать, что неокатанные кристаллы рутила, присутствующие в протолочках песчаников, происходят из пород, подобных амфиболитам Эмийтасского комплекса.

Рудные минералы бурустасских песчаников представлены преимущественно ильменитом, в меньшем количестве – магнетитом, отдельные зерна сложены хромитом. Неокатанные обломки ильменита, возможно, являются продуктами размыва пород, подобных Эмийтасским амфиболитам, которые повсеместно содержат ильменит, иногда в рудных концентрациях.

## ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Состав литокластов однозначно показывает, что одним из главных источников обломочного материала песчаников бурустасской свиты являются вулканиты андезитового, дацитового и, реже, базальтового состава. Такой состав предполагает островодужную природу источника и логично предположить, что им являлась Анюйско-Святоносская островная дуга. Вулканиты и комагматичные им интрузии могли поставлять также обломки кристаллов плагиоклаза и кварца. С этим же источником мы предположительно связываем неокатанные длиннопризматические бесцветные мелкие кристаллы циркона, которые, по-видимому, не испытали длительного переноса.

Вторым главным источником обломочного материала являлся континентальный блок, поставлявший кварцевую кластику, продукты разрушения гранитов и метаморфических пород. Значительная часть такой кластики могла испытывать неоднократное переотложение в породах платформенного чехла прежде, чем попасть в состав бурустасских граувакк. На это указывают окатанные зерна циркона, которые являются обычным компонентом тяжелой фракции песчаников бурустасской свиты. Наиболее очевидным источником этого материала являлся палеозойский – раннемезозойский осадочный чехол, а возможно, и метаморфический фундамент Новосибирской платформы. Последний, вероятно, являлся источником дегритовой слюды. Чешуй белой слюды (мусковит и разложенный биотит) повсеместно распространены в песчаниках бурустасской свиты. Мы предприняли попытку определения возраста слюды Ar-Ar методом. Анализ провел В.А.Пономарчук (ОИГГМ СО РАН). Ступенчатый отжиг монофракции мусковита не выявил плато и показал постепенное увеличение концентраций радиогенного аргона при увеличении температуры отжига (табл. 4, рис. 7). Поскольку анализировалась валовая навеска, состоящая из большого количества чешуй, этот результат интерпретируется как гетерогенность дегритовой слюды. Гетерогенность могла быть связана с разновозрастными источниками, либо быть вызвана неоднородным термальным и/или деформационным воздействием на первоначально одновозрастную слюду на протяжении ее воз-

**Таблица 4.** Концентрация изотопов Ar при ступенчатом нагревании обломочного мусковита, образец 145/8

Ступень	Возраст, млн. лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar, \%}$
1	$127.9 \pm 5.5$	$18.9 \pm 0.2$	$0.047 \pm 0.0010$	$0.003 \pm 0.0010$	$0.023 \pm 0.0018$	9.6
2	$285.3 \pm 2.1$	$30.7 \pm 0.2$	$0.025 \pm 0.0004$	$0.002 \pm 0.0007$	$0.008 \pm 0.0004$	25.2
3	$338.2 \pm 2.9$	$36.7 \pm 0.3$	$0.028 \pm 0.0004$	$0.005 \pm 0.0002$	$0.009 \pm 0.0005$	40.7
4	$377.8 \pm 3.3$	$43.4 \pm 0.4$	$0.027 \pm 0.0007$	$0.001 \pm 0.0022$	$0.017 \pm 0.0010$	50.9
5	$432.2 \pm 3.2$	$48.2 \pm 0.3$	$0.025 \pm 0.0006$	$0.006 \pm 0.0004$	$0.012 \pm 0.0003$	61.2
6	$448.4 \pm 4.0$	$50.0 \pm 0.3$	$0.026 \pm 0.0005$	$0.006 \pm 0.0007$	$0.012 \pm 0.0009$	70.9
7	$464.5 \pm 2.9$	$52.2 \pm 0.3$	$0.025 \pm 0.0006$	$0.006 \pm 0.0004$	$0.013 \pm 0.0005$	80.1
8	$474.5 \pm 6.0$	$53.5 \pm 0.7$	$0.028 \pm 0.0010$	$0.008 \pm 0.0006$	$0.014 \pm 0.0006$	87.5
9	$499.3 \pm 7.6$	$55.4 \pm 0.5$	$0.027 \pm 0.0019$	$0.008 \pm 0.0008$	$0.010 \pm 0.0022$	94.9
10	$510.6 \pm 4.4$	$59.5 \pm 0.4$	$0.040 \pm 0.0063$	$0.017 \pm 0.0022$	$0.019 \pm 0.0012$	98.3
11	$529.3 \pm 10.7$	$82.9 \pm 0.5$	$0.073 \pm 0.0029$	$0.013 \pm 0.0073$	$0.090 \pm 0.0042$	100.0

Примечание. Анализ проведен В.А. Пономарчуком (ОИГГМ, г. Новосибирск).

можного многократного захоронения в осадочных толщах. Второй вариант представляется более правдоподобным и свидетельствует о вендском – раннепалеозойском возрасте источника. Нельзя также исключить, что в число возможных источников подобной кластики входили террейны, расположенные в современной структуре южнее Анюйско-Святоносской дуги. К моменту накопления пород бурустасской свиты коллаж террейнов Северо-Восточной Азии, включающий и континентальные блоки, уже в значительной мере сформировался (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2001).

Второстепенным, но важным для определения тектонической обстановки, источником обломочного материала являлись гипербазиты и, возможно, амфиболиты. Продуктами их размытия являются хромшпинелид, хромистый хлорит и часть зерен рутила, ильменита, апатита, амфиболя.

Таким образом, минеральный состав терригенных пород бурустасской свиты свидетельствует о том, что источниками кластического материала являлись: вулканическая островная дуга (1), древ-

няя платформа (2) и экзотические отторженцы океанических и островодужных глубинных пород, такие как серпентиниты и амфиболиты (3).

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БУРУСТАССКОЙ СВИТЫ

В нашем распоряжении имеется 12 силикатных анализов и 5 анализов малых и редкоземельных элементов песчаников и аргиллитов бурустасской свиты (табл. 5, 6). Польза от геохимических данных для нас была не очевидной, учитывая множественность источников терригенного материала и его вероятное фракционирование по удельному весу и гранулометрическому составу. Однако существует обширная литература, в которой обсуждаются геохимические особенности терригенных осадков, делаются выводы о составе пород в питающих провинциях и о тектонической обстановке осадконакопления (Argast, Donelly, 1987; Bhatia, 1983, 1985; Cox, Lowe, 1995; Dinelly et al., 1999; McLennan et al., 1995 и ссылки в этих работах), поэтому мы решили также попытаться использовать имеющиеся данные. Как оказалось, составы проанализированных нами пород сравнительно однородны и обладают, в целом, отчетливой индивидуальностью, которую мы постараемся, по возможности, проинтерпретировать.

### Главные элементы

Прежде, чем перейти к интерпретации химического состава бурустасских терригенных пород, следует оценить в какой степени вариации состава вызваны фракционированием обломочного материала в процессе осадконакопления. Степень такого фракционирования может быть проиллюстрирована вариационными диаграммами, подобными харкеровским диаграммам, при-

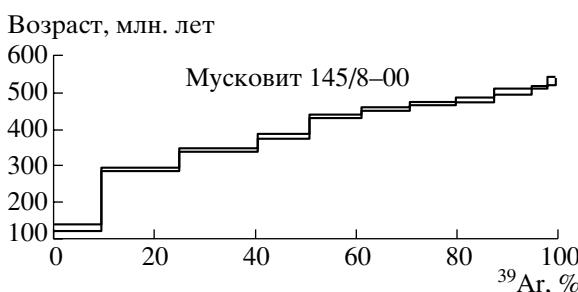


Рис. 7. График выделения радиогенного аргона при ступенчатом отжиге детритового мусковита, извлеченного из песчаника 145/8 (см. рис. 5 и табл. 4).

**Таблица 5.** Химический состав песчаников и алевролитов бурустасской свиты

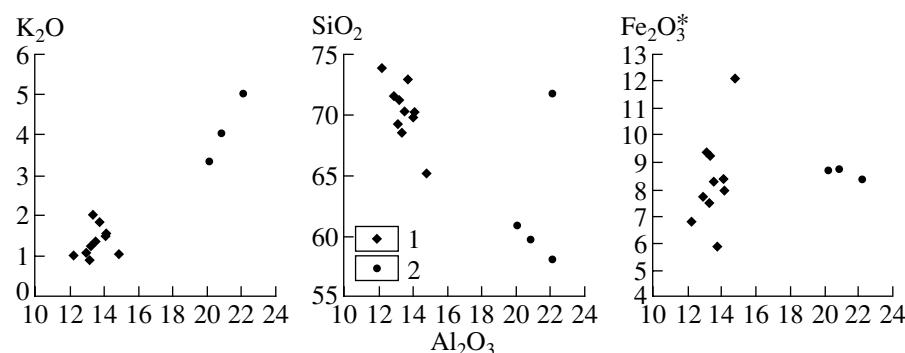
Оксисел	Песчаники										Аргиллиты			GRW	MP	UC
	135/1	135/2	145/1	145/8	146/1	148/3	205/1	303/1	304/3	Среднее	146/5	304/4	304/9			
SiO <sub>2</sub>	71.54	71.25	70.14	69.77	73.83	68.49	69.25	65.14	72.88	70.26	58.01	60.89	59.68	69.55	70.04	66.00
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.07	0.85	1.02	1.06	1.86	0.93	0.95	0.94	1.08	1.20	1.10	1.17	0.72	0.98	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.94	13.26	14.17	14.12	12.25	13.39	13.16	14.90	13.78	13.55	22.21	20.15	20.85	13.59	15.91	15.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.69	7.47	7.88	8.37	6.75	9.21	9.34	12.05	5.88	8.28	8.32	8.62	8.72	5.94	6.67	4.50
MnO	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.10	0.07	0.10
MgO	2.27	2.19	2.37	2.72	1.84	2.16	3.01	3.47	1.75	2.42	3.44	3.45	3.92	2.32	1.79	2.20
CaO	0.37	0.46	0.34	0.38	0.45	0.61	0.62	0.81	0.49	0.50	0.34	0.37	0.47	2.62	0.43	4.20
Na <sub>2</sub> O	2.81	2.77	2.41	1.84	2.50	1.91	2.49	1.35	2.14	2.24	1.16	1.82	0.84	3.02	1.11	3.90
K <sub>2</sub> O	1.09	1.27	1.56	1.50	1.05	2.05	0.90	1.06	1.86	1.37	5.02	3.35	4.05	2.01	2.83	3.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.20	0.16	0.15	0.14	0.15	0.19	0.15	0.18	0.13	0.17	
LOI	2.58	2.91	2.81	2.76	2.13	3.50	2.88	3.53	2.38	2.83	4.85	4.48	4.68			3.2

Примечание. Анализы пересчитаны на 100% "сухой" состав. 135/1, 135/2 – р. Усук-Юрях (см. рис. 3); 145/1, 145/8, 146/1, 146/5, 148/3 – мыс Бурустас; 205/1 – р. Правый Нерпалах; 303/1, 304/3, 304/5, 304/9 – руч. Предмайский; GRV – средняя граувакка по (Wedepohl, 1995); MP – граувакка Миллпорт, среднее из 23 анализов, (Argast, Donelly, 1987); UC – верхняя кора (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Анализы выполнены методом рентгено-флуоресцентного анализа в остеклованных таблетках в ОИГГМ, г. Новосибирск.

меняемым в магматической петрологии (Argast, Donelly, 1987). Вариационные тренды на подобных диаграммах будут представлять собой линию смешения в двух- или трехкомпонентной системе. В нашем случае главными компонентами являются: 1) кварц + полевые шпаты + литокласти кислого состава, которые слабо фракционируются в осадочном процессе; 2) глинистые минералы (преимущественно иллит или смектит); 3) минералы тяжелой фракции. Если принять концентрацию глинозема как индекс фракционирования, то, как видно на диаграммах, аналитические точки песчаников и аргиллитов образуют два обособленных сравнительно компактных кластера, соответствующих конечным членам вариационных серий (рис. 8). Это свидетельствует о том, что

вариации химического состава бурустасских песчаников лишь в незначительной степени вызваны фракционированием минеральных зерен в процессе осадконакопления и отражают суммарный валовый состав кластики в источниках обломочного материала.

Первое, что бросается в глаза при взгляде на таблицу силикатных анализов – высокие концентрации в песчаниках TiO<sub>2</sub> (0.85–1.86%, среднее 1.05%) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (5.88–12.05%, среднее 8.28%), не соответствующие сравнительно высокой кремнеземистости и намного превышающие содержания этих окислов в типичных граувакках разных геодинамических обстановок (Bhatia, 1983). Причина высоких концентраций очевидна – большое со-



**Рис. 8.** Вариационные диаграммы для терригенных пород бурустасской свиты.  
1 – песчаники; 2 – аргиллиты.

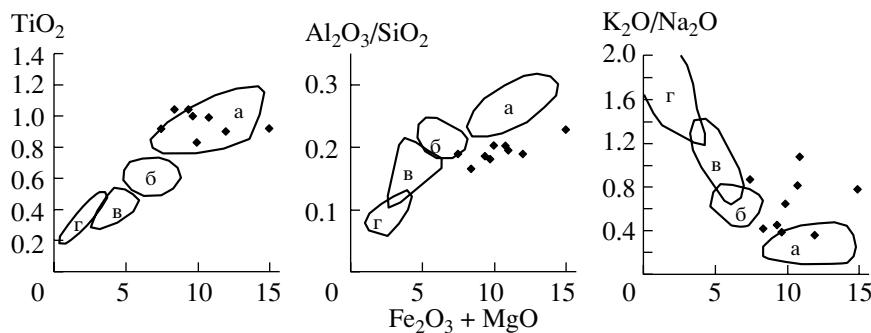
**Таблица 6.** Концентрации малых и редкоземельных элементов (г/т) в терригенных породах бурустасской свиты

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
	145/8	146/1	303/1	304/3	304/4	GRW	UC
Sc	19.1	11.5	14.8	12.9	21.1	16	11
V	112	117	133	115	169	98	60
Cr	134	142	118	111	134	88	35
Co	18.4	13.1	20.1	11.7	11.2	15	10
Ni	67.5	47	76.5	42.8	59.8	24	20
Rb	51.9	36.5	35.7	59.2	105	72	112
Sr	57.9	66	155	94.7	85.6	201	350
Y	35.5	27	33.7	33.6	42.2	26	22
Zr	211	213	197	193	257	302	190
Nb	17.2	18.4	17.1	16.4	22	8.4	25
Ba	344	304	251	220	699	426	550
Hf	5.22	5.6	4.92	5.13	6.85	3.5	5.8
Pb	4.38	2.99	6.34	4.26	10.9	14.2	20
Th	10.5	13	9.58	11	15.2	9	10.7
U	2.72	2.85	2.39	2.72	3.9	2	2.8
La	28.1	21.9	25.6	30.5	40	34	30
Ce	63	50.1	58	66.6	80.9	58	64
Pr	7.85	6.3	7.24	7.92	9.74	6.1	7.1
Nd	31.1	24.3	29.4	31.4	37.3	25	26
Sm	6.35	4.79	5.99	6.07	7	4.6	4.5
Eu	1.42	1.1	1.45	1.53	1.38	1.2	0.88
Gd	5.54	4.19	5.82	5.72	6.17	4	3.8
Tb	0.884	0.725	0.917	0.877	1.05	0.63	0.64
Dy	5.1	4.3	5.21	5.24	6.21	3.4	3.5
Ho	1.16	1	1.17	1.17	1.48	0.78	0.8
Er	2.85	2.65	2.98	3.07	4.06	2.2	2.3
Tm	0.438	0.415	0.463	0.468	0.624	н.д.	0.33
Yb	2.86	2.73	2.75	2.89	4.18	2.1	2.2
Lu	0.405	0.403	0.414	0.442	0.616	0.37	0.32
Th/Sc	0.55	1.13	0.65	0.85	0.72	0.56	0.97

Примечание. 1–4 – песчаники; 5 – аргиллит; 6 – средняя граувакка по (Wedepohl, 1995); 7 – модельный состав верхней коры (Тейлор, Мак-Ленна, 1988). Анализ выполнен методом ICP-MS в ИМГРЭ. См. также подпись к табл. 5.

держение рудных детритовых минералов: рутила, ильменита, титаномагнетита и магнетита, которые преимущественно поступали в осадок из пород, подобных оливинитам и амфиболитам о. Большой Ляховский. Вторая особенность бурустасских песчаников – крайне низкая концентрация CaO (0.34–0.81%, среднее – 0.50%). Причиной низкой известковистости отложений могло являться удаление CaO из источника в процессе химического выветривания, а также и из осадка при раннем диагенезе (Cox, Lowe, 1995; Argast, Donelly, 1987). С этим предположением согласуется сравнительно низкая концентрация в песчаниках

Na<sub>2</sub>O, который также легко подвергается выщелачиванию как из горных пород источника, так и из осадка при диагенезе. В литературе описаны граувакки со столь же низкой концентрацией CaO. К ним, например, относятся песчаники Миллпорт свиты Райнстрит в штате Нью-Йорк (Argast, Donelly, 1987). Среднее из 23 трех анализов этих песчаников помещено в табл. 5. Отложения представляют собой молассу, накапливавшуюся во время Акадской орогении в обстановке продельты – открытого шельфа. Судя по петрографическому описанию, эти породы, несмотря



**Рис. 9.** Дискриминационные диаграммы, основанные на соотношениях породообразующих окислов (Bhatia, 1983).

Контуры обозначают следующие тектонические обстановки: а – океанические дуги, б – континентальные дуги, в – активные континентальные окраины, г – пассивные окраины.

на низкие концентрации CaO и Na<sub>2</sub>O, также содержат значительное количество обломочного плагиоклаза (Argast, Donelly, 1987).

Для систематизации и сопоставления химических составов песчаников М.Бхатия (Bhatia, 1983) предложил использовать следующие параметры:  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  + MgO; TiO<sub>2</sub>; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>; K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O). Отчетливые различия этих параметров были выявлены в результате статистической обработки анализов песчаников, накапливавшихся в разных тектонических обстановках. Выбор этих параметров комментируется следующим образом: Fe и Ti являются малоподвижными элементами; Mg, хотя и является элементом существенно более подвижным, все же может быть использован, учитывая быструю скорость захоронения осадков в большинстве обстановок с терригенным осадконакоплением; отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> показывает обогащенность песчаников кварцевой кластикой; отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O указывает на соотношение плагиоклаза, с одной стороны, и калиевого полевого шпата и слоистых силикатов – с другой (Bhatia, 1983). Параметр Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O) не может быть нами использован из-за нетипичной для граувакк крайне низкой концентрации извести. Отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O используется во многих работах для идентификации вулканогенных источников кластики: в случае K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O < 1 роль такой кластики в граувакках велика, если K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1, то песчаники образовались за счет континентального источника (McLennan et al., 1990; Bock et al., 1998). Как видно на диаграммах, предложенных Бхатиа (рис. 9), по концентрациям Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO и TiO<sub>2</sub> бурустасские граувакки соответствуют осадкам, образовавшимся в островодужной обстановке; по параметрам Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, – отложениям, образовавшимся за счет континентальных островных дуг. Такой результат отражает высокую концентрацию вулканической кластики в бурустасских граувакках и свидетельствует

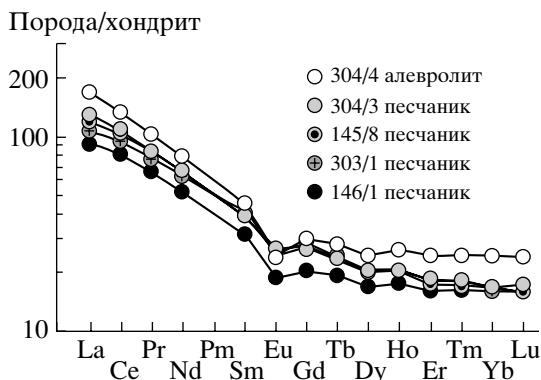
о существенной роли Анюйско-Святоносской островной дуги в снабжении обломочным материалом бурустасского бассейна.

#### Малые элементы

В нашем распоряжении имеются 4 анализа песчаника и один анализ аргиллита (табл. 6). Таблица демонстрирует сравнительно однородные концентрации малых элементов. Такое усреднение составов, по-видимому, можно объяснить многочленным перемешиванием материала и незначительным фракционированием минералов тяжелой фракции, таких как циркон, рутил, гранат, ильменит и других, преимущественно концентрирующих малые элементы. В глинистом сланце концентрации малых элементов, включая наименее мобильные из них, такие как Sc, Th, Zr, Hf, REE (редкоземельные элементы) и др., несколько выше, чем в песчаниках, что объясняют эффектом сорбции глинистым веществом тяжелых элементов с одной стороны и присутствием стерильного кварца в песчаниках – с другой (Cox, Lowe, 1995; McLennan et al., 1990).

По сравнению с концентрациями малых элементов в стандартных граувакках, терригенные породы бурустасской свиты содержат повышенные концентрации хрома (в среднем – 128 г/т) и никеля (в среднем 59 г/т) (табл. 6), что можно расценить как указание на присутствие ультраосновных пород в области сноса.

В породах также наблюдаются относительно высокие содержания тяжелых редких земель и иттрия, концентраторами которых обычно служит гранат и, в меньшей степени, амфиболы и пироксены, а также ниобия, который накапливается в обычных гранитных акцессориях и в рутиле. Источниками этих акцессориев могли являться метаморфические породы, в том числе -амфиболиты Эмийтасского типа. Если бы преимущественным источником ниobia являлись кислые ме-



**Рис. 10.** Распределение редкоземельных элементов в терригенных породах бурустасской свиты. Состав хондрита по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

таморфиты и граниты, то осадки содержали бы также повышенные концентрации циркония.

Параметром, весьма чувствительным к составу источника, по мнению Мак-Леннана и его соавторов (McLennan et al., 1990), является отношение Th/Sc. Причину этого авторы видят в том, что эти элементы не принимают участия в гипергенных процессах и полностью поступают в терригенные осадки в процессе седиментации. Sc входит также в состав карбонатных минералов осадочных пород (Dinelly et al., 1999), но для бурустасских песчаников эта поправка может не учитываться. Отношение Th/Sc меняется в проанализированных породах в весьма широких пределах и в большинстве случаев является более низким, чем в средней коре, что указывает на заметную роль вулканогенного источника (McLennan et al., 1990).

#### Редкоземельные элементы

Спектры редких земель в терригенных осадках рассматриваются как наиболее объективный и информативный инструмент, позволяющий судить о типе источника кластики и о тектонической обстановке осадконакопления (Bhatia, 1985, Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Распределение РЗЭ весьма однородно в проанализированных образцах (рис. 10). В глинистом сланце наблюдаются несколько более высокие концентрации РЗЭ, чем в существующих песчаниках. Такая ситуация является типичной для турбидитов (McLennan et al., 1995), ее причины обсуждались ранее. Бурустасские терригенные породы характеризуются сравнительно плоскими графиками распределения тяжелых РЗЭ (среднее значение  $Gd(n)/Yb(n) = 1.5$ ), умеренной европиевой аномалией (среднее  $Eu/Eu^* = 0.73$ ) и умеренным фракционированием легких редких земель (среднее значение  $La(n)/Sm(n) = 3.1$ ). По этим особенностям спектра РЗЭ бурустасские осадки удивительно сходны с модельным составом верхней коры (Тейлор,

Мак-Леннан, 1988) и средними стандартными составами терригенных пород полученных при ее разрушении, таких как средняя граувакка (Wedepohl, 1987) (табл. 6), и средний состав постархейского глинистого сланца Австралии (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Сходное распределение РЗЭ наблюдается также и в среднем андезите (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В целом, бурустасские терригенные осадки отличаются от перечисленных стандартных составов несколько меньшей степенью общего фракционирования РЗЭ ( $La(n)/Yb(n) = 6.8$ ) и несколько более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ (табл. 6). Такое отличие можно интерпретировать как указание на заметную примесь материала из источников со слабофракционированными РЗЭ (толеиты) и/или заметное участие в составе тяжелой фракции минералов-концентраторов тяжелых РЗЭ, таких как гранат. Подводя итоги, мы можем сделать следующие выводы: 1) химический состав бурустасских осадков свидетельствует о значительной роли вулканических пород в источниках обломочного материала; 2) существенное влияние на химический состав отложений оказал магматический источник, включавший породы основного и ультраосновного состава; 3) глинистые и песчаные осадки формировались из одних и тех же источников.

Эти выводы показывают, что геохимическое изучение осадочных пород позволяет выявить некоторые особенности их состава, которые не могут быть оценены на основе петрографического исследования. Любопытно, что по минералогическим и петрографическим критериям можно было бы ожидать значительной дисперсии в концентрациях элементов: мы специально старались отобрать для анализа образцы максимально различавшиеся по составу породообразующих и акцессорных минералов. Однако геохимические данные демонстрируют удивительную однородность химического состава проанализированных пород.

#### ВОЗРАСТ ПОРОД БУРУСТАССКОЙ СВИТЫ

Петрографический, минеральный и химический состав пород бурустасской свиты указывает на то, что в составе источников сноса преобладали продукты размыва вулканитов островной дуги (1), а также размыва (и рециклиинга) фундамента (?) и чехла континентального блока (2); второстепенным источником являлись серпентиниты и амфиболиты (3). Мы предположили, что первым источником являлись породы Анюйско-Святонасской дуги, вторым – породы Новосибирской платформы, а третьим – аллохтонные тектонические клинья и покровы, сложенные породами офиолитовой ассоциации и амфиболитами, подобными тем, которые выходят в юго-восточной части о. Большой Ляховский. Одновременное участие

всех этих источников в заполнении бурустасского бассейна свидетельствует о том, что он формировался одновременно с процессом коллизии Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирской платформы. Мы предполагаем, что во время накопления терригенных пород вулканизм в Анюйско-Святоносской дуге прекратился; Анюйский океан закрылся и фрагменты его литосферы были выведены на уровень эрозионного среза. Возраст этих событий датируется не вполне определенно в интервале от конца юры до середины неокома (Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Sokolov et al., 2002). Это событие, вероятно, не было одномоментным. В районе мыса Святой Нос вулканиты датируются оксфордом-киммериджем, в Южно-Ануйском районе присутствуют также и нижнемеловые вулканиты (Парфенов и др., 2001), но мы предполагаем на основании косвенных данных (см. ниже), что Анюйский океан уже полностью закрылся в конце юрского периода. Это предположение подтверждается также биогеографическими данными. В.А.Захаров и его коллеги (Захаров и др., 2002) показали, что в конце юры барьер, разделявший ранее Сибирскую и Канадскую зоогеографические провинции, исчез. Предполагается, что этим барьером служил глубоководный Анюйский океан, закрывшийся в конце юры. Мы не исключаем, что известково-щелочной магматизм мог еще продолжаться какое-то время после начала коллизии.

Эти данные определяют нижний предел возраста синколлизионных осадков, который не может оказаться более древним, чем конец юры. Верхний предел возраста этих осадков может быть определен по прорывающим их дискордантным гранитам. Наиболее надежным является Ar-Ar определение возраста по биотиту из постколлизионных гранодиоритов из юго-восточной части о. Большой Ляховской, которое соответствует апту ( $114.4 \pm 0.5$  млн. лет, Layer et al., 2001). Следовательно, возраст пород бурустасской свиты должен лежать в интервале: конец юры – неоком. Аналогичный возраст имеет также синколлизионная моласса в Южно-Ануйском районе (Бондаренко и др., 2003). Этот вывод, основанный на косвенных данных, позволил нам предположить, что установленный ранее пермо-триасовый возраст бурустасской свиты базируется на переотложенных органических остатках и не отвечает времени осадконакопления.

Нами предпринята попытка определить вероятный нижний предел возраста свиты посредством трекового датирования наиболее молодых популяций обломочного циркона. Мы исходили из того, что если Анюйско-Святоносская дуга действительно поставляла продукты разрушения вулканитов кислого и среднего состава в бурустасский бассейн, то осадки должны содержать

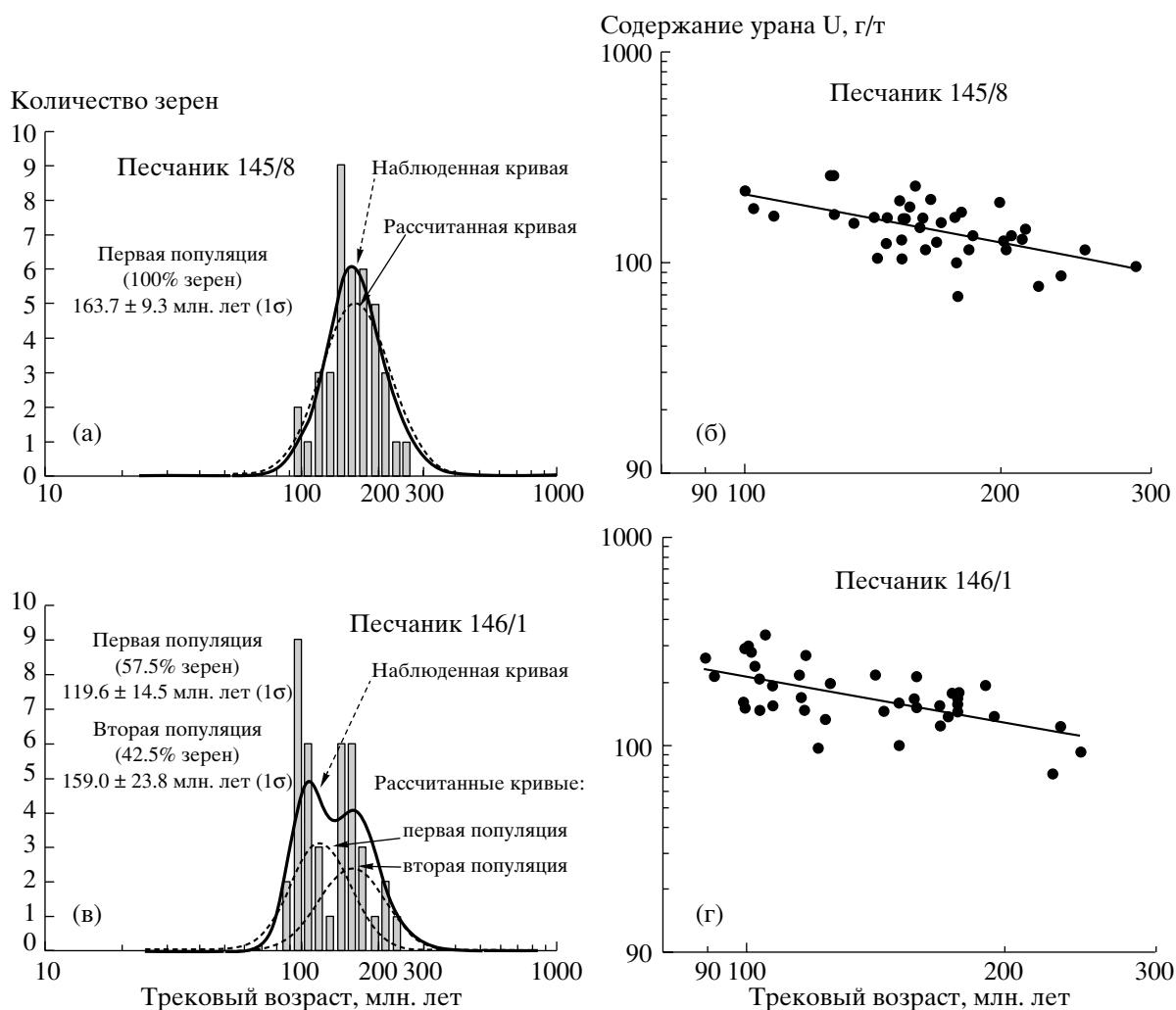
циркон юрского возраста. В составе тяжелой фракции песчаников бурустасской свиты действительно присутствовали свежие длиннопризматические неокатанные бесцветные кристаллы циркона, которые можно было бы связать с этим источником.

Методом трекового датирования проанализированы цирконы, выделенные из двух образцов песчаников мыса Бурустас. В обоих образцах присутствуют цирконы разнообразного цвета, габитуса и степени окатанности. Особенности метода изложены в работах (Brandon, Vance, 1992; Garver et al., 2000; Бондаренко и др., 2003). Короткое время травления и наблюдаемое присутствие разновозрастных трековых популяций указывают на то, что цирконы не были полностью перегреты после седиментации и сохранили информацию о первоначальном возрасте закрытия трековой системы в области источника (около  $200^{\circ}\text{C}$ ). Из каждого образца датировано по 40 зерен циркона из наиболее молодых популяций (рис. 11). Информация о возрасте древних популяций отсутствует, так как для их анализа требуется специальная пробоподготовка с меньшим временем травления препаратов.

Подсчет треков распада показал, что оба образца содержат одну и ту же популяцию циркона, возраст которой составляет около 160 млн. лет ( $163.7 \pm 9.3$  и  $159.0 \pm 23.8$  млн. лет) (рис. 11). Мы предполагаем, что источником этих цирконов могла быть Анюйско-Святоносская дуга, в которой описаны оксфордские известково-щелочные андезиты и базальты и комагматичные диориты (Парфенов и др., 2001). Кроме того, образец 146/1 содержит популяцию циркона с возрастом  $119.6 \pm 14.5$  ( $1\sigma$ ) млн. лет. Популяция сложена преимущественно эвгедральными кристаллами, но значение возраста является слишком молодым, чтобы можно было связать его с магматической активностью в Святоносской дуге. Возможны следующие варианты интерпретации происхождения этой популяции.

1. Возраст соответствует вулканической активности в отдаленном источнике. На Чукотке известны известково-щелочные лавы и туфы кислого состава неокомского возраста, которые связывают с магматизмом в Олойской дуге (Парфенов и др., 2001; Sokolov et al., 2002).

2. Источником цирконов могли являться комплексы горных пород, выведенных на уровень эрозионного среза в заключительные фазы орогенеза. В таком случае возраст популяции отражает время пересечения этими комплексами изотермы  $200^{\circ}\text{C}$ . С учетом нижнего доверительного интервала, возраст не выходит за ожидаемые пределы времени накопления пород бурустасской свиты, которая, как показано выше, накапливалась одновременно с орогенезом.



**Рис. 11.** а, в – графики распределения трековых возрастов детритовых зерен циркона из песчаников бурустасской свиты. Для вычисления значений возраста отдельных зерен циркона и анализа распределений возрастов использованы программы Zetaage 4.7 и Binomfit 1.8 (Brandon, 2002); б, г – графики зависимости трековых возрастов зерен циркона от содержания в них урана. Привязку образцов см. на рис. 5. Анализ выполнен в лабораториях минералогического и трекового анализа ГИН РАН и Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США).

3. Возраст популяции близок к возрасту расположенного поблизости гранитного – гранодиоритового массива ( $114.4 \pm 0.5$  млн. лет, Layer et al., 2001), что заставляет обсудить возможность вторичного отжига. В образце 146/1 по данным трекового датирования распознается несколько разновозрастных популяций циркона. Обычно это указывает на то, что цирконы не испытали вторичного отжига. Однако известны примеры, когда в образце присутствуют несколько популяций циркона, но треки в одних зернах циркона подверглись отжигу, а в других нет (Hasebe et al., 1993; Garver et al., 2004). Обычно это происходит в случае достаточно длительного времени нахождения породы в зоне температур, близких к температуре закрытия трековой системы в цирконе (около  $200^{\circ}\text{C}$ ), а цирконы, содержащиеся в породе, имеют различные свойства и в разной степени

подвержены отжигу треков (Garver et al., 2004). Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, изучены слабо, но одним из главных факторов является концентрация урана: в первую очередь отжигу подвергаются высокоурановые цирконы. На диаграмме трековый возраст – содержание урана, отожженные зерна обычно образуют обособленный кластер, не связанный линейной зависимостью с остальными цирконами (Garver et al., 2004). Распределение аналитических точек образца 146/1 на диаграмме не позволяет надежно оценить вероятность вторичного отжига, хотя и показывает, что популяция с возрастом  $119.6 \pm 14.5$  млн. лет является статистически более урановой (рис. 11, г). Мы не можем полностью исключить вариант частичного вторичного отжига, так как песчаники мыса Бурустас содержат новообразованный хлорит и серцит, что

свидетельствует о некотором термальном воздействии на породы. Для окончательного решения вопроса мы предполагаем в дальнейшем датировать трековым методом цирконы из разреза руч. Предмайского, где породы изменены существенно слабее, и/или датировать цирконы U-Pb методом, для которого температура закрытия изотопной системы значительно выше.

Таким образом, результаты трекового датирования показывают, что бурустасские песчаники содержат средне-позднеюрскую популяцию циркона. Трековый возраст этой популяции отвечает времени закрытия трековой системы в источнике обломочного материала. Циркон мог поступать из магматических пород Анюйско-Святоносской островной дуги и из пород, нагретых некогда до температуры превышающей 200°C и выведенных в верхние горизонты коры в средне-позднеюрское время. Кроме того, в образце 146/1 присутствует раннемеловая трековая популяция циркона. Интерпретация возраста этой популяции неоднозначна и не исключает возможности вторичного отжига циркона в составе осадочной породы.

Полученные прямые данные о нижнем пределе возраста бурустасской свиты хорошо согласуются со всей совокупностью косвенных данных, свидетельствующих о том, что терригенные осадки свиты начали накапливаться не ранее, чем в поздней юре. Этот вывод подтверждается данными о возрасте терригенных флишиоидных пород, слагающих острова Столбовой и Малый Ляховский (столбовская свита). Позднеюрский (волжский ярус) – раннемеловой (берриасский и валанжинский ярусы) возраст столбовской свиты обоснован пелециподами. Песчаники столбовской свиты также представляют собой граувакки, петрографически сходные с песчаниками бурустасской свиты (Воронков, 1958; Виноградов, Явшиц, 1975; Вольнов и др., 1999; Дорофеев и др., 1999; Рассыпные месторождения..., 2001). Терригенный комплекс позднеюрского – неокомового возраста присутствует также и в Южно-Анюйском районе. Комплекс сложен сланцами и граувакками и содержит конгломераты с обломками океанических и островодужных вулканитов и серпентинитов (Натальин, 1984; Бондаренко и др., 2003).

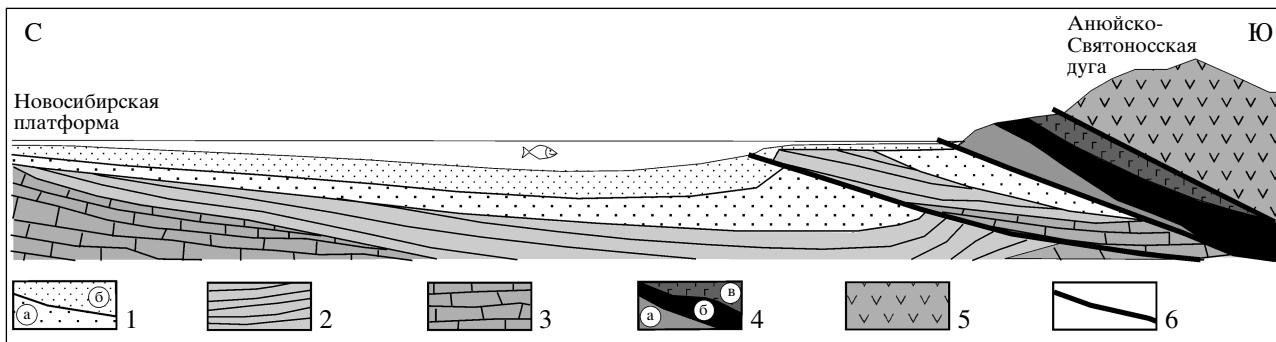
Таким образом, мы можем сделать вывод о том, что все терригенные флишиоидные толщи острова Большой Ляховский являются единым стратиграфическим подразделением, возраст которого, по аналогии с фаунистически-охарактеризованными толщами острова Столбовой, определяется как волжский ярус поздней юры – берриасский и валанжинский ярусы нижнего мела. Мы не исключаем того, что бурустасская свита может включать и более высокие горизонты неокомовых отложений, которые на острове Столбовом не сохранились.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА БАССЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Данные о составе пород бурустасской свиты и их седimentологических особенностях позволяют предполагать, что отложения накапливались в передовом прогибе, возникшем на южной окраине Новосибирского континентального блока во время его коллизии с Анюйско-Святоносской дугой. Считается, что подобные бассейны формируются перед фронтом надвигающегося орогена, что вызывает компенсационное прогибание земной коры. Состав изученных фрагментов терригенной толщи не позволяет выделить среди них отложения разных участков бассейна и/или разных стадий его заполнения. Глубина бассейна, в котором накапливались изученные осадки, в отдельных случаях не превышала уровня штормовых осциляций, т.е. составляла несколько десятков метров (Dott, Bourgeois, 1982). Сочетание в разрезе пластов с градационной слоистостью и пластов со штормовой косой слоистостью характерно для фаций, которые были названы паводковыми дельтовыми системами (flood-dominated deltaic system) (Mutti et al., 2003). Предполагается, что вынос терригенной взвеси из питающего горного сооружения осуществлялся многочисленными мелкими и средними реками во время паводков. Массовый вынос в море суспензии порождал придонные суспензионные (hypertidal) потоки, которые могли переноситься на значительное расстояние и отлагать пласти с градационной слоистостью. Штормовая погода, сопровождающаяся выпадением большого количества осадков, была ответственной как за поступление песчано-алевритового материала, так и за его укладку в виде косослоистых серий (Mutti et al., 2003).

Мы предполагаем, что обломочный материал поступал в бурустасский бассейн с юга, со стороны орогенного сооружения. Это сооружение включало в себя три группы пород: 1) островодужные вулканиты и комагматические интрузии; 2) "задранные" и выведенные на поверхность клинья, принадлежавшие ранее пассивной южной окраине Новосибирской платформы, и 3) экзотические блоки, включавшие фрагменты литосферы Южно-Анюйского океанического бассейна и глубинные породы поддуговой литосферы (рис. 12). Размыв такого сложно наслоенного орогена, надвигавшегося на окраину Новосибирской платформы, мог одновременно поставлять кластику из всех идентифицированных источников.

Клинья экзотических пород, таких как океанические пиллоу-лавы, островодужные метагаббро, субдукционные глаукофановые сланцы и серпентиниты, мы реально наблюдаем в современном эрозионном срезе. С ними связана примесь продуктов размыва серпентинитов, не испытавших длительного переноса. Эти продукты содержатся



**Рис. 12.** Схематическая модель синколлизионного волжского-неокомового бурустасского бассейна: сложно построеный ороген надвигается на окраину Новосибирской платформы. Изображен поздний этап заполнения бассейна; осадки раннего этапа уже частично включены в состав орогенного сооружения.

1 – терригенные толщи передового прогиба ( $J_3v-K_1nc$ ): а – раннего этапа, б – позднего этапа; 2 – терригенные толщи пассивной окраины Новосибирской платформы ( $T-J$ ); 3 – чехол Новосибирской платформы ( $Pz_{2-3}$ ); 4 – тектонические клинья океанических и пород и метаморфических пород, связанных с зоной субдукции: а – серпентиниты, б – пиллоу-базальты, в – амфиболиты и глаукофановые сланцы; 5 – породы Анюйско-Святоносской островной дуги ( $J$ ); 6 – наливы.

в тех же разностях песчаников, что и окатанный “рециклированный” циркон. Возможно, в современном эрозионном срезе среди пород бурустасской свиты присутствуют также клинья триасовых сланцев южной пассивной окраины Новосибирской платформы. Таким клином, например, может оказаться черносланцевая пачка, обнаженная в устье руч. Предмайского (рис. 6), на специфику состава которой также указывал С.С. Драчев (Драчев, Савостин, 1993). Такое предположение могло бы объяснить проблематичную находку среднетриасовой пелециподы вблизи устья руч. Предмайского. Предположение А.Б. Аулова (устное сообщение) о том, что триасовые сланцы должны протягиваться вдоль северного фронта Южно-Анюйской сутуры с Чукотки на о. Большой Ляховский представляется вполне разумным. В Южно-Аниюйском районе Чукотки триасовые и неокомовые терригенные породы обнажены в одних и тех же районах и там также существует проблема их распознавания и раздельного картирования (Sokolov et al., 2002; Бондаренко и др., 2003). Мы считаем, что в современной структуре триасовый автохтон на о. Большой Ляховский необнажен, однако аллохтонные пластины триасовых сланцев вполне могут участвовать в пакете тектонических покровов надвинутых на южную окраину Новосибирской платформы (рис. 12). Ороген мог включать в себя также пластины пермских терригенных пород чехла Новосибирской платформы. Их размытие и переотложение могли явиться причиной появления в породах бурустасской свиты угольной крошки, содержащей пермские споропыльцевые комплексы. Пермские и триасовые терригенные толщи сами были сформированы за счет сноса с Новосибирской платформы, и их переотложение могло являться главным источником континентальной кластики.

Такая упрощенная модель позволяет удовлетворительно объяснить состав пород бурустасской свиты, однако в действительности ситуация могла являться более сложной. В начале мелового периода в тылу Анюйско-Святоносской островной дуги уже возникло сложно построенное Колымо-Омолонское орогенное сооружение, включающее, кроме Анюйско-Святоносской дуги, фрагменты разновозрастных островных дуг и континентальных блоков, в том числе Омолонский массив (Парфенов и др., 2001; Sokolov et al., 2002). Возможно, эта тыловая часть орогена также поставляла смешанную кластику в бурустасский бассейн.

Таким образом, мы считаем, что бурустасская свита одновозрастна терригенным толщам, обнаженным на севере и на западе острова Большой Ляховский, и также имеет позднеюрский-раннемеловой возраст. При этом мы не считаем, что прежние находки органических остатков в породах бурустасской свиты являются ошибочными, но они находят объяснение в рамках принятой нами модели.

Изученный участок бассейна не примыкал непосредственно к горному сооружению, так как проксимальные фации в видимом разрезе бурустасской свиты не обнаружены. В современном эрозионном срезе породы бурустасской свиты содержат тектонические пластины серпентинитов и пиллоу-базальтов. Очевидно, что такое совмещение осуществилось уже после накопления изученных фрагментов терригенного комплекса. Следовательно, эти фрагменты соответствуют относительно ранним этапам формирования передового прогиба.

## ВЫВОДЫ

1.Петрографический, минеральный и химический состав терригенных пород юго-восточной части о. Большой Ляховский позволяет идентифицировать три группы источников обломочного материала: 1) вулканическая островная дуга, 2) древняя платформа, 3) экзотические отторженцы серпентинитов и амфиболитов. Такой состав свидетельствует о том, что кластические осадки накапливались одновременно с процессом коллизии континентального блока, слагающего Новосибирский шельф, и Анюйско-Святоносской островной дуги, расположенной южнее. Породы изученных разрезов отлагались в обстановке паводковой дельты. Заполнение синколлизионного бассейна обломочным материалом осуществлялось с юга, со стороны надвигавшегося орогенного сооружения.

2. Возраст терригенных отложений юго-восточной части о. Большой Ляховский – волжский век поздней юры – неоком. Нижний предел возраста определяют доколлизионные оксфорд-киммериджские (Парфенов и др., 2001) вулканиты Анюйско-Святоносской островной дуги, участвовавшей в коллизии и поставлявшей кластику в синколлизионный бассейн передового прогиба. Присутствие средне-позднеюрской (около 160 млн. лет) популяции детритовых цирконов в песчаниках подтверждено данными трекового датирования. Верхний предел возраста определяется аптским ( $114.4 \pm 0.5$  млн. лет) временем внедрения дискордантных постколлизионных гранитных plutонов, прорывающих терригенные породы. Мы не исключаем, что среди волжских–неокомовых терригенных отложений юго-восточной части острова присутствуют также тектонические клинья триасовых осадочных пород пассивной окраины Новосибирской платформы. Опубликованные ранее данные о пермском возрасте терригенной толщи о. Большой Ляховский основаны на переотложенных органических остатках.

3. Мы предлагаем объединить терригенные толщи, которые выходят в северной, западной и юго-восточной частях о. Большой Ляховский, в единый комплекс мезозойских (волжский век–неоком) отложений – т.е. вернуться к первоначальной интерпретации. Аналогичный по возрасту, составу и тектоническому положению комплекс терригенных пород описан на островах Столбовой и Малый Ляховский, а также в Южно-Анюйском районе. Все эти толщи обнажены севернее Южно-Анюйской сутуры и заполняли единый передовой прогиб.

Авторы признательны В.А. Пономарчуку, который провел Ar-Ar анализ детритового мусковита и Д.З. Журавлеву, который осуществил анализ малых элементов, а также рецензентам В.А. За-

харову и С.Д. Соколову за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке грантов: РФФИ (№ 05-05-64028), Ведущие научные школы РФ (НШ-1980.2003.5) и INTAS (01-0762 NEMLOR). Трековое датирование обломочных зерен циркона осуществлено при поддержке Фонда содействия отечественной науке, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6, Американского фонда гражданских исследований и развития для независимых государств бывшего Советского Союза (CRDF № RG1-2568-MO-03).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И. и др.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 2. С. 1–17.
- Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И.* О выделении пермских отложений на острове Большом Ляховском // Докл. РАН. 1974. Т. 219. № 5. С. 1200–1202.
- Виноградов В.А., Явшиц Г.П.* Стратиграфия верхнене-юрских и нижнемеловых отложений северной части острова Столбовой // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Сб. статей. СПб.: НИИГА, 1975. С. 38–42.
- Волосович К.А.* О геологических работах на Новосибирских островах. Отчет о работах Русской полярной экспедиции под начальством барона Э. Толля // Зап. Импер. АН. 1901. Т. XVI. № 5. С. 240–243.
- Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А. и др.* Новосибирские гострова // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание / Ред. Ткаченко Б.В., Егиазаров Б.Х. М.: Недра, 1970. С. 324–374.
- Вольнов Д.А., Лопатин Б.Г., Сороков Д.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист S-53–55 – Новосибирские острова. Обяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕЙ. 1999, 208 с.
- Войцеховский В.Н., Сороков Д.С.* Докембрийские образования острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Информ. бюл. НИИГА. 1957. Вып. 4. С. 4–7.
- Воронков А.В.* Геологическое строение острова Столбового архипелага Новосибирские острова // Геология Советской Арктики. Новосибирские острова. СПб.: НИИГА, 1958. С. 37–43.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.* Новосибирские острова. Геологическое строение и минерализация / Ред. В.И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
- Драчев С.С., Савостин Л.А.* Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
- Ермолаев М.М.* Геологический и геоморфологический очерк острова Большой Ляховский // Полярная геофизическая станция на острове Большом Ляховском.

- Часть I. Организация и работа станции в 1927–1930 гг. СПб.: АН СССР и ВАИ, 1932. С. 147–228.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др.* Мезойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.
- Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Минералы осадочных пород // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Том I. Условия образования, свойства и минералы осадочных пород. СПб.: Гос. науч.-техн. изд-во, 1958. С. 190–414.
- Натальин Б.А.* Раннемезойские эвгеосинклинальные системы Северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др.* Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК “Наука/Интерperiода”. 2001. С. 199–255.
- Россыпные месторождения Ляховского оловянного района / Ред. И.С. Грамберг, В.И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. 158 с.
- Самусин А.И., Белоусов К.Н. (составители), Иванова А.М. (ред.)* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Сер. Новосибирские острова. Листы S-53-XVI, XVII, XXIII; S-54-XIV–XVI, XX–XXIV, XXVII–XXX. Объяснительная записка. М.: Изд-во Союзгеолфонд, 1985. 130 с. Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.
- Симонович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 156 с. (Тр. ГИН, вып. 314). Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Argast S., Donnelly T.W.* The chemical discrimination of clastic sedimentary components // J. Sediment. Petrology. 1987. V. 57. № 5. P. 813–823.
- Bhatia M.R.* Pate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R.* Rear earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control // Sedimentary Geol. 1985. V. 45. P. 997–113.
- Bock B., McLennan S.M., Hanson G.N.* Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskil Formation) and the Taconian Orogeny in New England // Sedimentology. 1998. V. 45. P. 635–655.
- Brandon M.T.* Decomposition of mixed grain-age distributions using BINOMFIT // On Track. 2002. V. 24. P. 13–18.
- Brandon M. T., Vance J.A.* Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // Amer. J. Sci. 1992. V. 292. P. 565–636.
- Cox R., Lowe D.R.* A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the coevolution of continental blocks and their sedimentary cover // J. Sedimentary Res. 1995. V. A65. № 1. P. 1–12.
- Dinelli E., Luccini F., Mordenty A., Paganelli L.* Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes // Sedimentary Geol. 1999. V. 127. P. 193–207.
- Dott R.H., Bourgeois J.* Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. V. 93. P. 663–680.
- Einsele G.* Sedimentary Basins. Evolution, facies and sediment budget. 1992. Springer-Verlag. 628 p.
- Force E.R.* The provenance of rutile // J. Sediment. Petrology. 1980. V. 50. P. 485–488.
- Hasebe N., Tagami T., Nishimura S.* Evolution of the Shimanto accretionary complex: a fission-track thermochronologic study // Thermal evolution of the tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of ridge-trench interaction / Ed. Underwood M.B.. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1993. V. 273. P. 121–136.
- Hubert J.F.* A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependance of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones // J. Sediment. Petrology. 1962. V. 32. P. 440–450.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Phys. and Chemist. Earth. Part A. 2000. V. 25. № 6–7. P. 565–570.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Reiners P.W.* Field observations of the stability of fission tracks in radiation-damaged zircon // 10th International fission track conference. Abstr. volume. 2004. P. 56.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on 40Ar/39Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B.* Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations // Geochem. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 215–250.
- Mutti E., Tinterri R., Benevelli G. et al.* Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins // Marine and Petroleum Geol. 2003. V. 20. P. 733–755.
- Natal' in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic Region // Tectonics. 1999. V. 18. № 6. P. 977–1003.
- okolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al.* The South Anyui suture: facts and problems to solve // Tectonic evolution of the Bering shelf-Chukchi sea – Arctic margin and adjacent landmasses / Eds Miller E.L., Klempener S., Grantz A. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 360. 2002. P. 209–224.
- Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // Geochem. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 1217–1232.

Рецензент В.А. Захаров