

РАННЕМЕЛОВЫЕ ТУРБИДИТЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

А.В. Кудымов

*Федеральное государственное унитарное горно-геологическое предприятие
«Хабаровскгеология», г. Хабаровск*

Исследованы турбидиты в северной части Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба, сложенного мощными толщами песчаных, песчано-глинистых флишеидных пород с градационной слоистостью. На основании изучения вещественного состава обломочных пород, косой слойчатости, ритмики флиша выполнена реконструкция характера раннемеловых потоков и палесклонов. Турбидиты отложились из мутьевых потоков, направленных с юго-востока на северо-запад, питающая провинция турбидитов располагалась к юго-востоку от области седиментации.

Ключевые слова: турбидиты, вещественный состав, обстановка накопления, источник сноса, нижний мел, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Характерной чертой Сихотэ-Алинского складчатого пояса является широкое развитие раннемеловых турбидитов или флиша. Термин "флиш" – описательное понятие. Большинство исследователей под термином "флиш" понимают толщи ритмично-слоистого строения [3]. Мощность ритмов – от нескольких сантиметров до первых метров. Ритмы состоят из определенного набора пород (элементов), последовательно сменяющих друг друга, и характеризуются, в целом, уменьшением снизу вверх размерности зерен. Границы ритмов резкие, к нижней поверхности приурочены различные гиероглифы. Термин турбидиты – генетическое понятие. Под ним понимаются отложения суспензионных (мутьевых) потоков. Первые высказывания о флише и флишевой формации Сихотэ-Алиня можно встретить в геологической литературе 60-х годов [2], однако наибольший вклад в изучение флишевых турбидитов этого региона принадлежит П.В.Маркевичу [7–9], который сравнительно детально изучил их на юге Сихотэ-Алиня [7], в то время как на севере этого горного сооружения они фактически не изучены. В статье изложены результаты седиментологических исследований автором турбидитов Буга-Копшинского района Северного Сихотэ-Алиня, охарактеризован их вещественный состав, реконструированы области питания и обстановки седиментации.

СТРУКТУРНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕЛОВЫХ ТУРБИДИТОВ

Современные представления о стратиграфии нижнемеловых отложений Северного Сихотэ-Алиня отражены в [13] и уточнены В.П. Коноваловым [10],

который на Сихотэ-Алине выделяет Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский прогибы, разделенные Центральным Сихотэ-Алинским поднятием (рис.1). В этих структурных элементах выделяется ряд зон, различающихся строением и составом развитых в них отложений.

В Восточно-Сихотэ-Алинском прогибе выделены Лужкинская и Кемская зоны [13], в первой из которых изучен наиболее полный разрез нижнемеловых отложений от берриаса до верхнего альба, представленный алевро-аргиллитами, песчаниками и более грубыми обломочными породами, нередко ритмично переслаивающимися (журавлевская, ключевская, усть-колумбинская, приманкинская, каталевская, дивнинская и светловоднинская свиты). В берриас-валанжинских отложениях Лужкинской зоны обильны остатки бухий, в готерив-барремских – иноцерамов, в аптских и альбских – ауцеллин, тригонид и актеонеллид. Во всех этих отложениях есть аммониты.

Кемская зона, в отличие от Лужкинской, сложена, главным образом, терригенным или вулканогенно-терригенным флишем (усть-колумбинская, меандровская и кемская свиты), и в ней отсутствуют берриас-валанжинские отложения.

В Западно-Сихотэ-Алинском прогибе выделяются [10] Горинская, Тумнинская и Бикино-Хорская зоны. Нижний мел Горинской зоны представлен ритмично переслаивающимися песчано-алевритовыми и алевропелитовыми породами берриаса – валанжина и апта – альба, возраст которых обоснован остатками бухий, иноцерамов, аммонитов и ауцеллин. Апт-альбские отложения отличаются от берриас-валанжинских присутствием в них основных вулканитов.

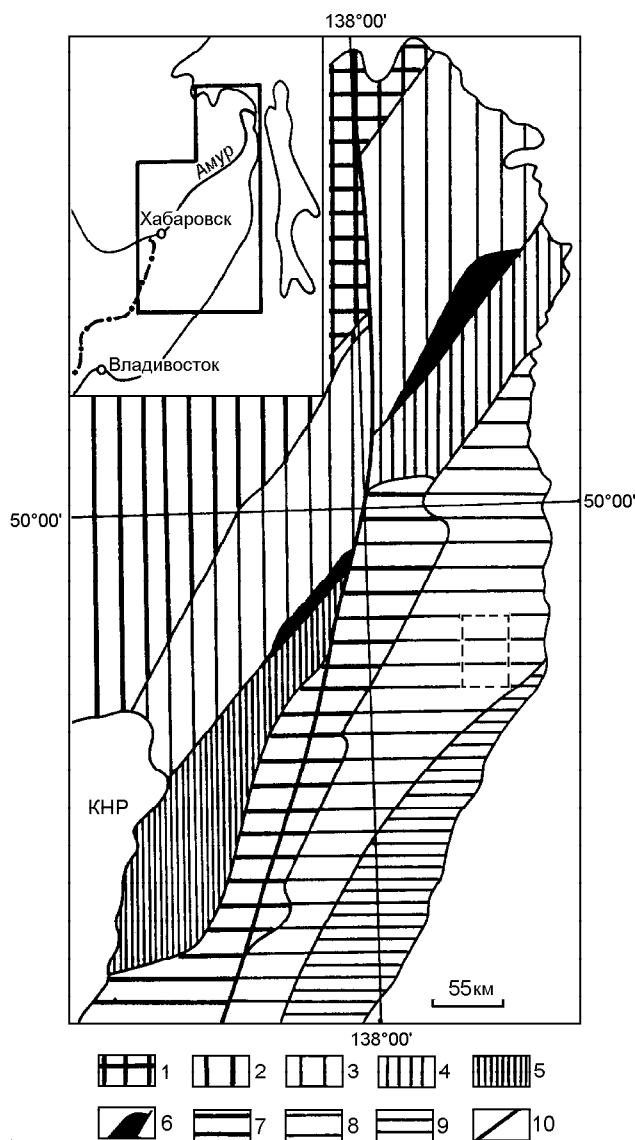


Рис. 1. Структурная позиция меловых отложений в строении Сихотэ-Алиня (по [10] с дополнениями автора).

1 – Монголо-Охотская складчатая система. 2–10 – Сихотэ-Алинская складчатая система: 2 – Западная часть без расчленения на зоны; 3–6 – Западно-Сихотэ-Алинский прогиб, зоны: 3 – Горинская, 4 – Тумнинская, 5 – Бикино-Хорская, 6 – Киселевско-Маноминский блок; 7 – Центральное поднятие без расчленения на зоны; 8–9 – Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб, зоны: 8 – Лужкинская, 9 – Кемская; 10 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Прямоугольник – район исследований.

На востоке Горинской зоны расположен Киселевско-Маноминский блок, сложенный алевроаргиллитами, кремнями и кремнисто-глинистыми породами с известняками, основными и средними вулканитами. Возраст отложений по радиоляриям – ранний мел [9]. В Тумнинской зоне берриас-валанжинские отложения представлены алевролитами с прослоями песчаников в нижней части и пакетами ритмично переслаивающихся

песчаников и алевролитов – в верхней. Апт-альбские образования включают песчаники, алевроаргиллиты и их ритмичное чередование в уктурской, ларгасинской и удоминской свитах. В разрезе раннего альба присутствуют андезиты и их туфы. В Бикино-Хорской зоне, в отличие от Тумнинской, отложения более грубообломочные, и есть умеренно кислые вулканиты.

В Центральном поднятии развиты берриас-валанжинские алевро-аргиллиты с конгломератами в основании. Они залегают несогласно на отложениях триаса и юры и содержат обильные остатки бухий.

В бассейнах среднего течения р. Коппи и верхнего течения р. Аджалами (рис. 2А) детально изученные нами готерив-альбские отложения разделены на четыре свиты: приманкинскую готерив-барремского, каталевскую – аптского, дивнинскую и светловоднинскую – альбского возраста (рис. 2Б).

Приманкинская свита сложена аргиллитами, меньше алевроаргиллитами и алевролитами. Встречаются прослои песчаников мощностью от 1–3 см до 0,5 м. Каталевская свита представлена, в основном, мелкозернистыми песчаниками с линзами конгломератов, конгломератобрекчий и седиментационных брекчий, содержащих прослои (1–2 м) алевролитов и пачки переслаивания алевроаргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В верхах разреза мелкозернистые песчаники сменяются мелко-среднезернистыми. В них появляются включения алевроаргиллитов, а также линзы седиментационных брекчий. Кроме этого, песчаники здесь содержат тонкие прослойки (1–2 см) алевролитов. Иногда по левобережью руч. Бапу (в устьевой части руч. Кува) наблюдалось переслаивание алевролитов (1–2 см) и песчаников (5–15 см), причем вверх по разрезу мощность пластов песчаников увеличивается*.

Разрез аптских отложений наращивается альбскими ритмично-слоистыми образованиями в междуречье Коппи-Юли. Нижняя их часть (дивнинская свита) сложена преимущественно переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с преобладанием крупнозернистых алевролитов. Верхняя часть разреза ритмично-слоистых отложений (светловоднинская свита) сложена преимущественно песчаниками: от мелко- до крупнозернистых и гравийных разностей. Песчаники содержат пласты (0,1–2 м) алевролитов и алевроаргиллитов.

*К песчаникам нами относятся мелкообломочные породы с размерностью от 0,1 мм до 1 мм, к алевролитам – от 0,01 мм до 0,1 мм. Песчаники разделяются на крупнозернистые (0,5–1 мм), среднезернистые (0,25–0,5 мм) и мелкозернистые (0,1–0,25 мм), алевролиты – на крупнозернистые (0,05–0,1 мм) и мелкозернистые (0,01–0,05 мм) (последние часто употребляются без наименования зернистости).

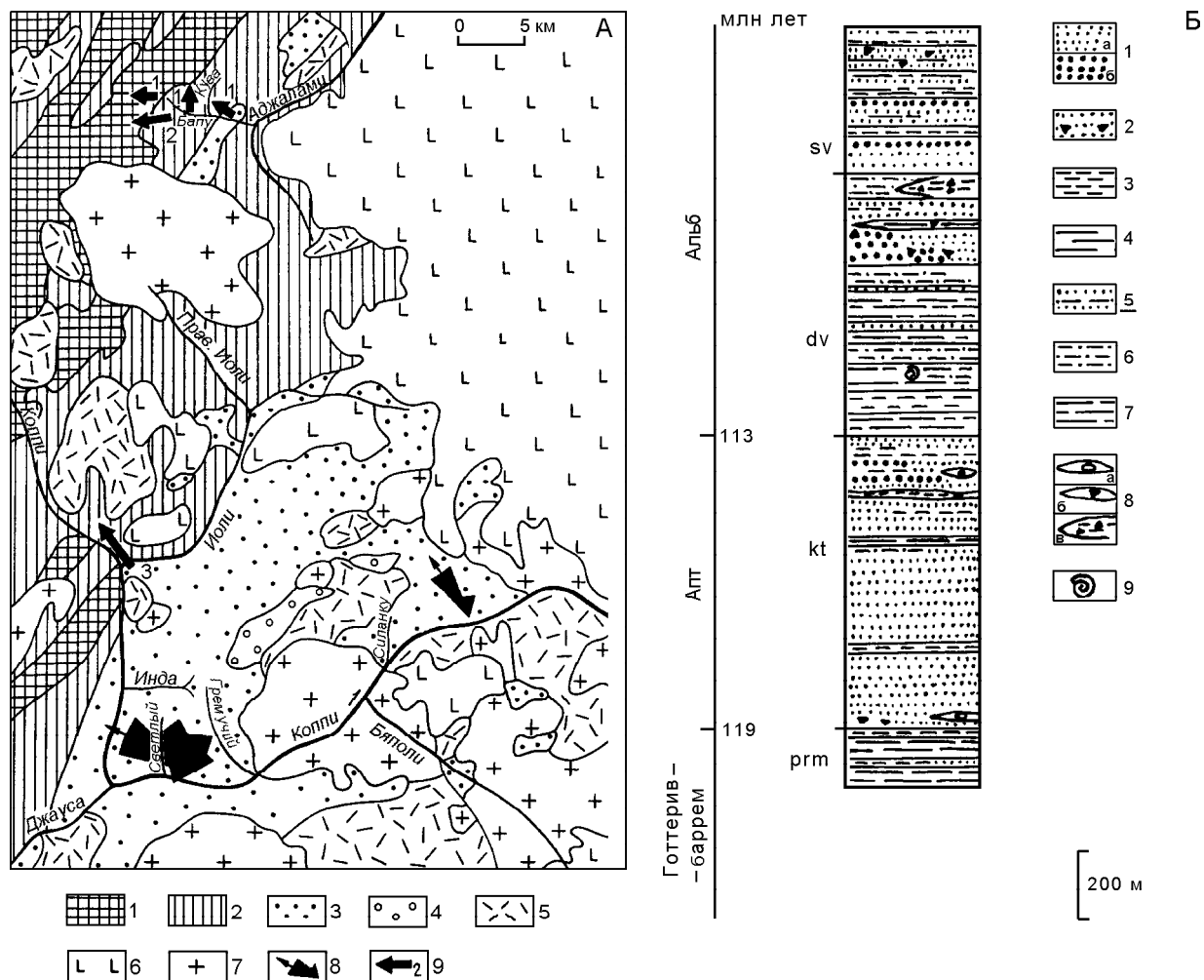


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна среднего течения р. Коппи и верхнего течения р. Аджалами (А) и сводная стратиграфическая колонка нижнемеловых отложений (Б).

А. 1–3 – нижнемеловые отложения: 1 – готтерив-барремские (приманкинская свита (prm)); 2 – аптские (каталевская свита (kt)); 3 – альбские (дивнинская (dv) и светловоднинская (sv) свиты). 4 – альб-сеноманские вулканогенно-терригенные отложения (песчаниковая толща). 5 – поздний мел – палеогеновые вулканиты и комагматичные им субвулканические интрузии; 6 – неоген-четвертичные базальтоиды. 7 – поздний мел – палеогеновые интрузии гранитоидов; 8 – диаграммы распределения азимутов падений косых слоев; 9 – единичные замеры азимутов падений косых слоев. Длина стрелок пропорциональна количеству замеров. Расположение района исследований показано на рис. 1.

Б. 1 – песчаники мелкозернистые (а) и разнозернистые (б); 2 – песчаники с дресвой или гравием; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты и аргиллиты алевролитистые; 5 – песчаники с прослоями или (и) пластами алевролитов, аргиллитов; 6 – переслаивание песчаников и алевролитов; 7 – переслаивание алевролитов и аргиллитов с прослоями и (или) редкими пластами песчаников; 8 – линзы конгломератов (а), седиментационных брекчий (б) и конседиментационных брекчий (в); 9 – остатки фауны.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

Текстуры. Обломочным отложениям района свойственны плохая и удовлетворительная сортировка обломочного материала, слабая окатанность обломков, а также градиационная слоистость. В ритмичных пачках развиты ритмы с элементами «последовательности А. Боума» [12, 15, 16, 20], которые характеризуют различные режимы транспортирующего водного потока. В основном, развиты сокра-

щенные ритмы. В дивнинской свите среднего течения р. Коппи преобладают ритмы с элементами [3] **CD, BCD**, мощность которых от 3–7 см до 22 см; более полные последовательности редки (рис. 3а). В береговых обнажениях руч. Бапу, в дивнинской свите, мощности ритмов более 14 см, причем наибольшие элементы, по сравнению с нижними, – верхние **D** и **E** (рис. 3б). В светловоднинской свите (р. Коппи) встречаются среднезернистые [16] турбидиты с элементами **ABC** и **BCD**, мощность которых до 1 м, редко больше (рис. 4).

Элемент *A*, лежащий на эродированной поверхности подстилающего ритма, представлен крупно-среднезернистыми, мелко-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми массивными песчаниками, в которых иногда в нижней части видна градационная слоистость. Кроме этого, на границе ритмов нередко встречаются включения-отторженцы аргиллитов и алевролитов из нижележащего слоя. Элемент *B* сложен горизонтально-слоистым мелкозернистым песчаником [15]. Элемент *C* представлен косослойчатыми сериями преимущественно крупнозернистого алевролита; элемент *D* – горизонтально-слоистыми алевролитами, а элемент *E* – массивными аргиллитами.

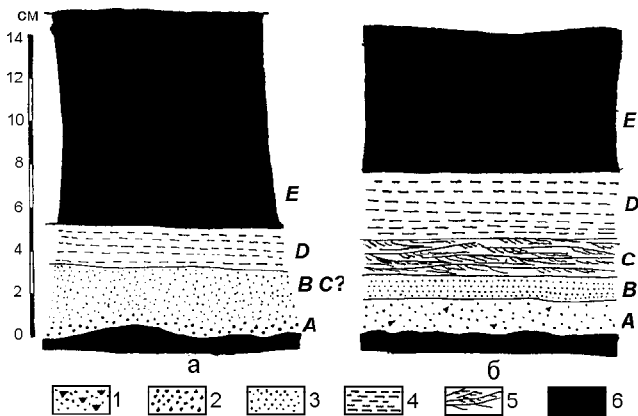


Рис. 3. Элементарные ритмы с последовательностью А. Боума в альбских отложениях (дивнинская свита) на р. Коппи, ниже устья р. Бяполи (а) и руч. Бапу (б).

1 – песчаник с фрагментами алевроаргиллитов; 2 – песчаники крупно-среднезернистые, среднезернистые и мелко-среднезернистые; 3 – песчаники мелкозернистые; 4 – алевролиты горизонтально-слоистые; 5 – алевролиты косослойчатые; 6 – аргиллиты.

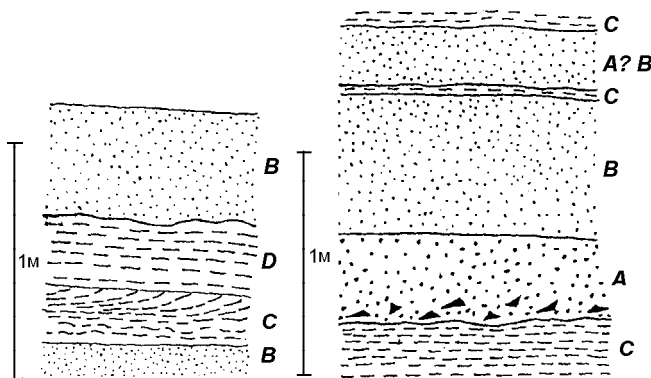


Рис. 4. Элементарные ритмы среднезернистых турбидитов в альбских отложениях (светловоднинская свита) на р. Коппи, выше устья р. Бяполи.

Условные обозначения см. на рис. 3.

В обнажениях по р. Коппи выше устья р. Бяполи, а также по левобережью р. Йоли в дивнинской свите ритмы обладают неровными слоевыми поверхностями; иногда в них алевролиты элемента *D* выклиниваются, а отдельные прослои косослоистых крупнозернистых алевролитов сходятся в один слой. Слои мелкозернистых песчаников часто меняют мощность, а тонкие слойки нередко линзуются. На границе ритмов широко развиты эрозионные текстуры с отторженцами алевролитов и аргиллитов подстилающих слоев.

В береговых обнажениях р. Коппи между руч. Инда и Светлый, в верхней части светловоднинской свиты можно выделить несколько седиментационных циклов с общим погрубением материала, увеличением мощности и количества песчаных слоев в каждом цикле снизу вверх (рис. 5). Мощность их – 45–90 м. В самом нижнем цикле массивные мелкозернистые песчаники снизу вверх постепенно сменяются крупнозернистыми и гравийными песчаниками. Они перекрываются вторым седиментационным циклом – ритмичным переслаиванием алевролитов (5–30 см) и мелкозернистых песчаников (10–80 см) с пластами средне-мелкозернистых песчаников. Мощность и количество слоев средне-мелкозернистых песчаников кверху возрастает, и постепенно они становятся преобладающими. Третий цикл сложен тонкоритмич-

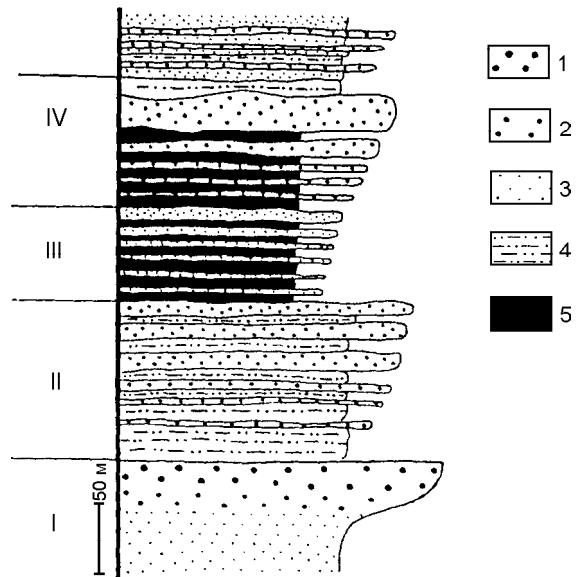


Рис. 5. Седиментационные циклы в верхней части альбских отложений светловоднинской свиты, р. Коппи между притоками ручьев Инда и Светлый.

1–3 – песчаники: 1 – крупнозернистые и гравийные, 2 – средне-мелкозернистые, 3 – мелкозернистые; 4 – ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников (10–80 см) и алевролитов (5–30 см); 5 – тонкоритмичное переслаивание алевролитов и аргиллитов.

ным переслаиванием аргиллитов и алевролитов, содержащим слой (около 5 см) массивных мелкозернистых песчаников, мощность и количество прослоев которых сверху увеличивается. Четвертый цикл представлен тонкоритмичной пачкой. Снизу вверх сначала увеличивается мощность ритмов от 1–5 см до 15 см, затем появляются средне-мелкозернистые песчаники, мощность и количество которых увеличивается. Вышеописанные циклы, в которых размерность зерен и количество слоев песчаников увеличивается сверху, можно интерпретировать как наступающие проксимальные лопастевидные выносы [16].

Аптские и альбские отложения бассейна р. Аджалами (каталевская и дивнинская свиты) несколько отличаются от отложений, изученных в бассейне р. Коппи. Здесь в каталевской свите песчаники лучше сортированы. Они однородные мелкозернистые, а в бассейне р. Коппи среди мелкозернистых песчаников большую долю занимают более крупнозернистые разности. В ритмичных отложениях дивнинской свиты в береговых обнажениях руч. Бапу, левого притока р. Аджалами, мощности тонких ритмов определяются элементами *DE*. Эта особенность отличает их от ритмичных образований левобережных обнажений р. Коппи выше устья р. Бяполи и левобережья р. Йоли, в которых основной объем всех ритмов составляют песчаники и крупнозернистые алевролиты элементов *A*, *B* и *C*. Ритмичные образования дивнинской свиты береговых обнажений р. Коппи ниже устья р. Бяполи отличаются от аналогичных образований руч. Бапу большим содержанием песчаников. Кроме этого, на руч. Бапу тонкие ритмы, как правило, имеют ровные и выдержанные слоистые поверхности.

Приведенные особенности аптских и альбских отложений междуречья Йоли – Аджалами указывают на обстановку накопления, более удаленную от области сноса по сравнению с отложениями обнажений р. Коппи. Там же, по левобережью верхнего течения руч. Бапу, в низах каталевской свиты есть грубообломочные породы, нижняя часть которых представлена переслаиванием массивных мелкозернистых песчаников (7–50 см), седиментационных брекчий (2–30 см) и алевролитов (до 1 м). Выше они сменяются массивными мелкозернистыми песчаниками, содержащими пласты гравийно-галечных конгломератов (до 1 м) и линзы аргиллитов с дресвой и гальками. Иногда встречается переслаивание массивных мелкозернистых песчаников, конгломератобрекчий и аргиллитов (до 0,5 м), содержащих дресву и гальки.

Строение ритмов турбидитов здесь несколько отличается от последовательности А. Боума (рис. 6). Так, на поверхности размыва аргиллитов залегают конгломераты, иногда конгломератобрекчии (10–50

см), которые выше сменяются мелкозернистыми песчаниками (0,1–1 м) с многочисленными обломками аргиллитов различных размеров. В других случаях конгломераты сменяются вверх песчаниками с гальками, или аргиллиты (до 0,5 м) с дресвой, щебнем и гальками разной степени окатанности сменяются конгломератобрекчиями (0,8 м), и затем они переходят в массивные мелкозернистые песчаники.

Грубообломочные породы левобережья верхнего течения руч. Бапу, вероятно, соответствуют проксимальным фациям каналов, перекрывающим дистальные алевроаргиллиты.

Для реконструкции характера палеопотоков и палеосклонов важно изучение косой слойчатости и подводно-оползневых текстур.

Косая слойчатость наблюдалась преимущественно по береговым обнажениям рек Коппи, Йоли и Бапу. Мощности косослойчатых серий (слагающих элемент *C*) сильно меняются. В преобладающих двухэлементных ритмах (*CD*) дивнинской свиты по р. Коппи, выше руч. Гремучего, косослойчатые крупнозернистые алевролиты (*C*) (рис. 7) определяют мощности ритмов от 3–7 см до 22 см. Там же, в светловоднинской свите, мощности ритмов намного больше, но элемент *C* сокращен либо отсутствует.

Косослойчатые серии ориентированы одинаково, ограничены плоскими поверхностями и являются следствием миграции мелкой ряби [12, 15]. Длина ряби 6,5–16 см, высота 1,0–2,5 см (рис. 7). Горизонтальная проекция “наветренной” стороны ряби составляет 4–11 см, а “подветренной” стороны – 2–5 см. Индекс ряби 5,5–6,5; индекс симметрии – 2,0–2,3 [12]. Эти параметры характерны для мелкой ряби течения. По форме гребней, она волнистая и лингоидная. В случае волнистой ряби обрывающиеся гребни продолжаются другими [12].

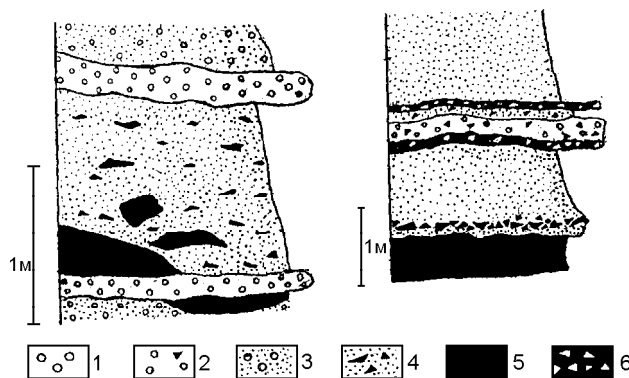


Рис. 6. Турбидиты верхнего течения руч. Бапу.

1 – конгломераты; 2 – конгломератобрекчии; 3 – песчаники с гальками; 4 – песчаники с дресвой алевроаргиллитов; 5 – алевроаргиллиты, 6 – аргиллиты со щебнем, дресвой, гальками.

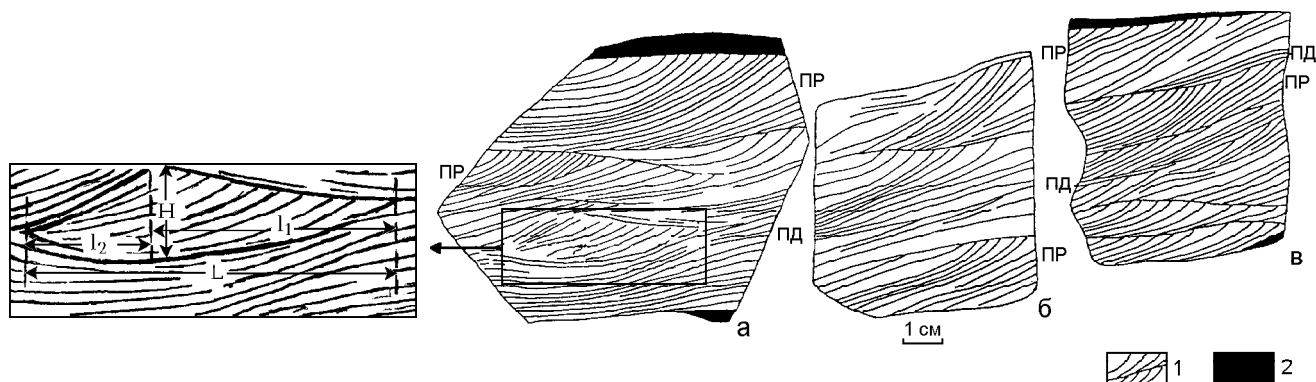


Рис. 7. Косая слоистость мелкой ряби течения в альбских алевролитах дивнинской свиты на левобережье р. Коппи, в 2,1 км ниже устья руч. Двуроого.

1 – алевролиты крупнозернистые; 2 – алевроаргиллиты массивные. ПР – передовые слойки, ПД – подошвенные слойки. Н – высота ряби, L – длина ряби, L_1 – горизонтальная проекция “навстречной стороны”, L_2 – горизонтальная проекция “подветренной стороны”. Направление палеотечения справа налево.

Косая слоистость определяется природой элементарных ритмов флиша. В 60-х годах, наряду с наиболее признанной гипотезой происхождения флиша из суспензионных потоков [22], имелись данные и противоречащие ей. К турбидитам относили лишь нижние элементы ритмов. Так, П.В. Маркевич, изучая флиш в Дальнегорском районе [7], пришел к выводу, что к турбидитам (отложениям мутьевых потоков) следует относить лишь 1-й и 2-ой элементы ритмов. При образовании вышележащих элементов, в том числе и косослоистых серий, по его мнению, решающее значение имели постоянные донные течения и продольные мутьевые потоки, ориентированные вдоль флишевого бассейна. В результате этого формируются контуриты. От типичных турбидитов их отличить трудно, а иногда и невозможно. Дальнейшие исследования показали, что флиш, представляющий собой ритмичные образования с последовательностью А. Боума, формируется эпизодическими мутьевыми потоками [6, 14–16, 20]. В пользу турбидитного происхождения косой слоистости свидетельствуют также такие особенности контуритов, которые отсутствуют в изученных отложениях. Во-первых, контуриты [14] всегда залегают среди дистальных турбидитов, во-вторых, отличаются хорошей сортировкой материала, резкими контактами между слойками, наличием чистых глинистых прослоев. Кроме этого, потоковая рябь контурных течений имеет длину и высоту на порядок выше изученных.

Итак, весь спектр текстур ритма, характеристика которых была приведена выше, интерпретируется сейчас ведущими седиментологами с позиции изменения режима потока [6, 14–16], а интересующие нас косослойчатые серии мелкой ряби течения элемента С отражают седиментацию при нижнем режиме турбидитового песчаного потока [15]. Из меха-

низма образования косослойчатых текстур вытекают очень важные особенности. Они указывают на полярность отложений “кровля-подошва” [12]. Косые (передовые) слойки слабо изогнуты к низу пласта и всегда наклонены в направлении палеопотока [18, 21]. Сигмоидная форма этих слойков, плавно сливающихся с подошвенными слойками, указывает на значительную скорость потока и большую долю взвешенного материала в нем [12, 15].

Азимуты падений косой слоистости были вынесены на круговую полярную сетку Болдырева (рис. 8) и нанесены на геологическую карту (рис. 2). При большом количестве замеров выявлено унимодальное распределение азимутов. Для единичных замеров графически определялся средний вектор направления азимутов падения.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Альбским отложениям дивнинской и светловоднинской свит свойственно унимодальное распределение замеров косой слоистости со средним вектором, ориентированным по азимуту 280° – 340° (рис. 2) поперек складчатых структур и длинной оси палеобассейна. Полученные данные подтверждают турбидитную природу косой слоистости. Эта косая слоистость отражает направления главных “поперечных” мутьевых потоков, не подвергавшихся влиянию постоянных продольных (меридиональных) донных течений, установленных для флишевого палеобассейна Дальнегорского района [7]. Многочисленные экспериментальные данные [12, 15], а также исследования осадконакопления в современных водоемах показывают, что передовые слойки и гребни мелкой ряби течения всегда ориентированы перпендикулярно палеопотоку. К тому же, передовые слойки всегда наклонены в его направлении. Следовательно, данные, полученные нами для альбских от-

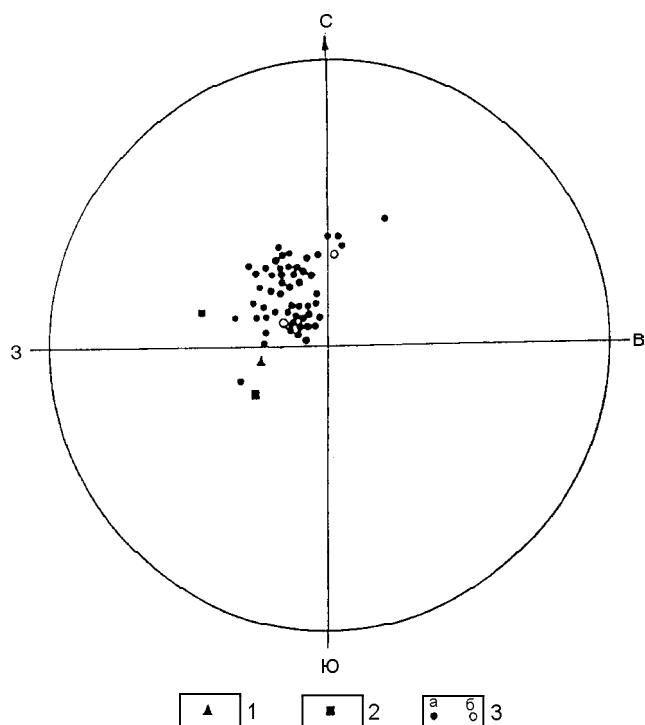


Рис. 8. Ориентировка косо-слоистой в нижнемеловых отложениях Северного Сихотэ-Алиня на круговой полярной сетке А.К. Болдырева.

1 – в готерив-барремской приманкинской свите; 2 – в аптской катаевской свите, руч. Бапу; 3 – в альбских дивнинской и светловоднинской свитах на р. Коппи (а) и в альбской дивнинской свите на руч. Бапу (б).

ложений в бассейне р. Коппи, свидетельствуют, что мутьевые палеотечения были направлены с юго-востока на северо-запад.

2. Направление турбидитных потоков контролировалось положением уклона палеосклона, который был наклонен на северо-запад, перпендикулярно предполагаемой береговой линии палеобассейна,

которая прослеживается в северо-восточном направлении (около 50°).

Сигмоидная форма передовых слоев косо-слоистых серий, плавно сливающихся с подошвенными слоями, свидетельствует о значительной скорости палеопотока и большом количестве взвешенного материала в нем, поэтому можно предполагать довольно крутой палеосклон питающей провинции, которая располагалась, по крайней мере для альбских отложений бассейна р. Коппи, на юго-востоке, как предполагалось и ранее [7, 8].

Кроме косо-слоистости ряби течения в дивнинской свите по руч. Бапу, вблизи устья руч. Мал. Аджалами, установлена косо-слоистость выполнения промоин [12].

Конволютная слоистость – характерный признак турбидитов [12] – наблюдалась в бассейне среднего течения р. Коппи, выше устья руч. Гремучий (рис.9). Она свойственна элементу В и не превышает здесь первых сантиметров. Первично горизонтальные осадки смяты в сложные внутрислоевые складки, как правило, с образованием острых гребней, перемежающихся с широкими мелкими впадинами или песчаными “колобками” [12]. Гребни запрокинуты в направлении, противоположном направлению оползания осадка (вверх по склону), а конседиментационные трещины, перекрытые ненарушенными осадками, наклонены вниз по склону. Большинство исследователей связывают конволютную слоистость с разжижением и оползанием осадка под влиянием тектонических движений. Выше устья руч. Светлого, в обнажениях р. Коппи это влияние иллюстрируется олистостромами мощностью 10–30 м. Здесь они чередуются с турбидитами и представляют собой алевро-аргиллитовый матрикс, местами замусоренный песчаным материалом, содержащий щебень и глыбы мелкозернистых песчаников размером до 3 м. Соседствующие с ними слоистые турбидиты смяты в складки шириной до 2 м, которые, возможно, связа-

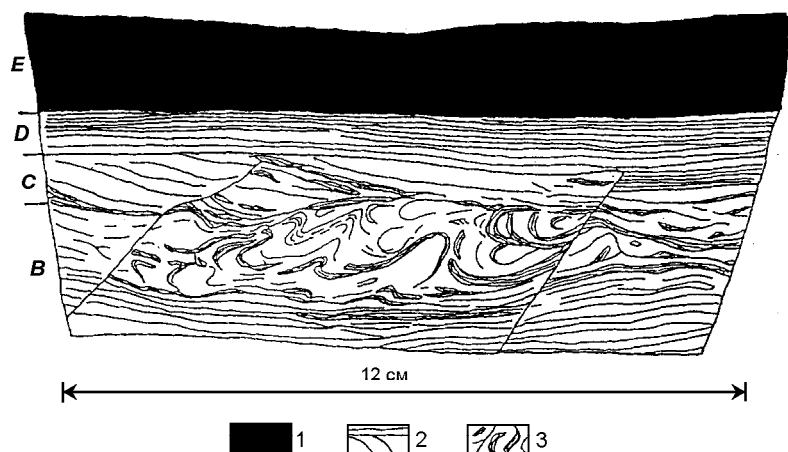


Рис. 9. Конволютная слоистость в элементе В последовательности А. Боума в альбских отложениях дивнинской свиты на левобережье р. Коппи выше устья руч. Гремучего.

1 – алевроаргиллиты массивные; 2 – алевролиты горизонтально- и косо-слоистые; 3 – алевролиты с конволютной слоистостью.

ны с олистостромой и указывают на синседиментационную природу этих дислокаций.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Породообразующие и аксессуарные минералы алевролитов, песчаников и грубообломочных пород изучались под микроскопом.

Песчано-алевролитовые породы

Точки **породообразующих компонентов** песчано-алевролитовых пород готерив-альбских отложений междуречья Коппи – Аджалами на классификационной диаграмме В.Д. Шутова [19] компактно расположены в поле граувакк, меньше – аркозов. Берриас-валанжинские породы Кузнецовского перевала соответствуют аркозам и небольшая часть – кварцевым песчаникам и грауваккам [1] (рис. 10), причем аркозы и кварцевые песчаники преобладают в нижних частях разреза. Для сравнения, на даграмму вынесены фигуративные точки песчаников берриас-валанжинских, баррем-альбских, альбских и альб-сеноманских отложений бассейнов рек Пильда и Лимури. Они попадают в поле граувакковых аркозов и кварцево-полевошпатовых граувакк. Снизу вверх по разрезу среднее содержание кварца постепенно уменьшается.

Кварц большей частью монокристаллический, с точечными газово-жидкими включениями. Форма зерен преимущественно изометричная, редко слабо удлиненная. Средний коэффициент их удлиненности никогда не превышает 1.6. Встречается и поликристаллический кварц, состоящий из изометричных, редко слабо удлиненных зерен.

Полевые шпаты преимущественно калиевые. В берриасе – валанжине это ортоклаз, реже микроклин; в готериве – альбе – микроклин с пертитовыми структурами. Микроклин свежий или заметно каолинизирован. В алевролитах преобладают полисинтетически сдвойникованные плагиоклазы. В берриас-валанжинских песчаниках и алевролитах – это, обычно, альбит-олигоклаз, олигоклаз, редко плагиоклаз более основного состава. В готерив-альбских песчаниках – олигоклаз, редко андезин.

Изученные зерна монокристаллического кварца, микроклина, калишпата с пертитовой структурой, скорее всего, являются продуктами разрушения кислых интрузивных пород. Мелкие поликристаллические зерна кварца, кварцитов и микрокварцитов, часто со структурами дефектов, отнесены нами к метаморфическим образованиям.

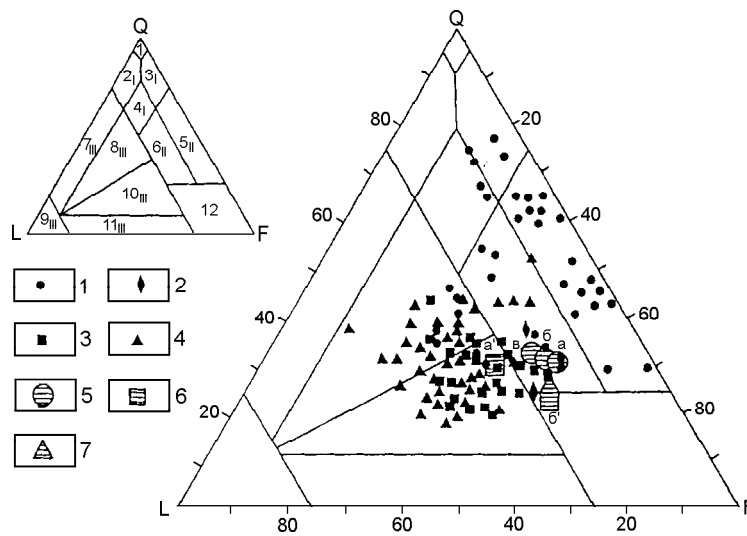


Рис. 10. Соотношение породообразующих компонентов песчано-алевролитовых пород Северного Сихотэ-Алиня на диаграмме В.Д. Шутова [19].

Q – кварц монокристаллический, F – полевые шпаты, L – обломки пород. Индексы на маленьком треугольнике: Кварцевая группа: 1 – мономиктовые кварцевые песчаники; 2_I – кремнекласито-кварцевые песчаники; 3_I – полевошпато-кварцевые песчаники; 4_I – мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозовая группа: 5_{II} – собственно аркозы; 6_{II} – граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7_{III} – кварцевые граувакки; 8_{III} -полевошпато-кварцевые граувакки; 9_{III} – собственно граувакки; 10_{III} – кварцево-полевошпатовые граувакки; 11_{III} – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфовые накопления.

Стратиграфическое положение и места отбора проб песчаников. 1–4 – междуречье Коппи – Аджалами и Кузнецовский перевал: 1 – берриас-валанжинская комсомольская серия Кузнецовского перевала [1]; 2 – готерив-барремская приманкинская свита бассейна руч. Бапу; 3 – аптская каталевская свита междуречья Иоли – Аджалами; 4 – альбские дивнинская и светловоднинская свиты междуречья Коппи – Иоли; 5–7 – средний состав пород бассейна рек Лимури и Пильда (М.К. Дьячков и др., 1989 г.): 5 – берриас-валанжинская комсомольская серия: горинская (а), пионерская (б), пиванская (в) свиты; 6 – баррем-альбская песчаниковая толща (а¹ – нижняя, б¹ – верхняя части); 7 – альб-сеноманская алевролитовая толща.

Обломки пород в берриас-валанжинских аркозах представлены, в основном, кварцитами, меньше риолитами и андезитами, аргиллитами и алевролитами, редко песчаниками, а также слюдяными, кварц-слюдяными сланцами и гнейсами. В полевошпатово-кварцевых граувакках, наряду с кислыми и средними эффузивами, преобладают аргиллиты и алевролиты, а в кварцево-полевошпатовых граувакках и в кварцевых песчаниках большую долю составляют кремнистые и кремнисто-глинистые породы, меньшую – эффузивы среднего и кислого составов, а также песчаники и алевролиты.

В готерив-альбских песчаниках резко преобладают обломки риолитов; немного содержится микрокварцитов, кварцитов, андезитов, кремней и других осадочных пород и гранитоидов, а кварцево-слюдяные сланцы и основные вулканиты редки.

Среди обломков осадочных пород резко преобладают фрагменты аргиллитов и алевроаргиллитов, эрозионных отторженцев подстилающих пород, не характеризующих область питания. Обломки гранитов, вместе с монокристаллическим кварцем и полевыми шпатами, показывают, что область сноса была сложена преимущественно гранитоидами.

Обломочные чешуйки мусковита и биотита встречаются в количествах от долей до первых процентов. Слюды обычно ориентированы по напластованию. Крупные их пластинки приспособляются к окружающим более жестким зернам. Источник слюд, вероятно, граниты.

Зрелость песчано-алевритовых пород оценивается по различным критериям [11], наиболее распространенный из которых – отношение химически и физически стойких минералов к нестойким. Наиболее стойким и достаточно распространенным породообразующим минералом рассматриваемых отложений является кварц. Он характерен, преимущественно, для кислых интрузивных пород и может давать крупные скопления. Поскольку в области сноса большая часть кварца ассоциировалась с полевыми шпатами, то зрелость песчаников может выражаться через дефицит полевого шпата, абсолютное содержание которого в песчаниках, а также отношение кварц /полевой шпат [11] выражают минералогическую зрелость этих пород.

Породообразующие минеральные компоненты нижнемеловых песчаников те же, что и у гранитов, но в песчаниках несколько больше кварца и меньше полевых шпатов, причем доля плагиоклаза уменьшена значительно сильнее, чем калишпата. Отсюда, с учетом присутствия в песчаниках обломков гранитов, следует, что песчаники незрелые.

Можно предположить, что турбидиты с высоким содержанием полевых шпатов образовались при очень быстрой эрозии сильно расчлененной питаю-

щей провинции, в результате чего полевые шпаты и даже обломки гранитов поступали в бассейн седиментации, не успев разрушиться. Совместное нахождение свежих и выветрелых зерен калишпата в одном осадке может свидетельствовать о расчлененном рельефе. Врезанные распадки и речные долины служили источником свежего невыветрелого калишпата, а выравненные водоразделы, обладающие развитостью кор выветривания, поставляли уже выветрелый калишпат [11].

Среди **аксессуарных минералов** в песчано-алевролитовых породах преобладают сиалические минералы – циркон, апатит, гранат, сфен, турмалин и рутил, производные кислых магматических и метаморфических пород. Ведущую роль в этой ассоциации, особенно в бассейнах рек Пильда и Лимури, играет циркон (М.К. Дьячков и др., 1989 г.). Среди фемических минералов песчаников берриас-валанжинской комсомольской серии значительное место занимают магнетит, ильменит, пироксен, роговая обманка и эпидот [1]. Однако в берриас-валанжинских песчаниках бассейнов рек Пильда и Лимури пироксена нет (М.К. Дьячков и др., 1989 г.). Кроме этого, в комсомольской серии установлены диопсид, пьмонтит, корунд и флюорит.

Грубообломочные породы

Грубообломочные породы занимают ничтожно малую долю разреза нижнемеловых отложений Северного Сихотэ-Алиня. Они представлены седиментационными брекчиями, конгломератами и гравелитами. Все они с песчаным, песчано-алевритовым и алевритовым матриксом. Петрографический состав гравия, галек и матрикса отложений примерно одинаков и не отличается от состава зерен описанных песчано-алевролитовых пород, что возможно при единой питающей провинции. Обломки неустойчивых к выветриванию гранитов свидетельствуют о том, что в питающей области их было много. На это указывают также гравий и гальки кварца и калишпата, происходящих из тех же гранитов. Остальными компонентами грубообломочных пород являются риолиты, кремни, микрокварциты и андезиты. Угловатые и совершенно неокатанные фрагменты наименее устойчивых к выветриванию аргиллитов, алевролитов и песчаников, обнаруженные, в основном, в апт-альбских брекчиях, так же, как и в песчаниках, являются фрагментами подстилающих осадков.

Питающая провинция

В песчаниках преобладают неокатанные зерна кварца и полевого шпата, хотя встречаются и хорошо окатанные. Полевые шпаты представлены, главным образом, ортоклазом, микроклином, меньше альбитом, альбит-олигоклазом, олигоклазом и очень редко плагиоклазами более основного состава.

ва. Большинство зерен свежие, хотя есть и выветрелые. Обломки пород сложены микрокварцитами и кварцитами, риолитами, андезитами, кремнями и кремнисто-глинистыми породами, реже основными вулканитами, гранитоидами, кварц-слюдистыми сланцами и гнейсами.

Главной материнской породой были гранитоиды, а второстепенными – вулканиты, осадочные (кремнисто-глинистые и кремни), метаморфические (кварциты и микрокварциты, кварц-слюдяные сланцы и гнейсы), а также интрузивные породы среднего состава.

Основным источником питания раннемелового бассейна Северного Сихотэ-Алиня были сиалические гранитно-метаморфические комплексы. Согласно ориентировке косой слойчатости мелкой ряби мутьевых потоков, как упоминалось выше, питающая провинция располагалась юго-восточнее бассейна.

На рис. 11 фигуративные точки берриас-валанжинских песчано-алевритовых пород расположены, преимущественно, в поле континентальных блоков, а готерив-альбских – в поле вулканических дуг, главным образом глубокоэродированных, где эрозия вскрывала гранитоидные интрузии (корневых частей этих дуг). Лишь незначительная часть точек песчаников этого возраста помещается в поле переходных дуг.

Таким образом, согласно методике [21], питающей провинцией берриас-валанжинских турбидитов служила зрелая континентальная кора, а в готе-

рив-альбское время – глубокоэродированная магматическая дуга (типа Японской), заложившаяся на континентальном фундаменте.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Как известно, турбидиты накапливаются, обычно, в глубоководных условиях (1000–1500 м) широкого спектра обстановок, осаждаясь из разбавленных взвесей [11], причем более грубозернистые пески – из потоков с относительно большей скоростью.

В междуречье Аджалами – Иоли преобладают мелкозернистые песчаники, а на р. Коппи, выше устья р. Бяполи, – мелко-среднезернистые и среднезернистые. Здесь же в турбидитах часты эрозионные борозды на границе ритмов, фрагменты аргиллитов или алевролитов внизу ритмов. Элементу **В** иногда свойственна конволютная слоистость (рис. 9). Это свидетельствует, что на юго-востоке района турбидиты накопились при более высоких скоростях палеопотоков, и, вероятно, на более крутом палеосклоне, ближе к источнику питания, чем на северо-западе.

Однонаправленная мелкая косая слойчатость мелкой ряби течения характерна для больших глубин. Кроме этого, она показывает, что палеотечения были направлены в одну сторону и имели значительную скорость. Об этом свидетельствуют установленное в альбских отложениях р. Коппи унимодальное распределение мелкой косой слойчатости (рис. 2) и сигмоидная форма передовых слоев, плавно сливающихся с подошвенными слоями (рис. 7).

В обнажениях р. Коппи, выше устья руч. Гремучего, установлены мощный лопастевидный вынос с увеличивающимися кверху размерностью зерен, а также числом и мощностью песчаных слоев, а по руч. Бапу – проксимальные фации заполнения каналов с уменьшающейся вверх размерностью зерен. Эти отложения типичны для средней части конуса выноса подножья континентального склона [16]. Это доказывается и присутствием среднезернистых турбидитов большой мощности с хорошо развитыми последовательностями А. Боума [16, 20], а также соотношением песчаник – алевроаргиллит, косой и конволютной слоистостью [16].

В северной части территории в готериве – барреме приманкинская свита (рис. 2), сложенная дистальными, существенно алевроаргиллитовыми турбидитами, накапливалась, вероятнее всего, во внешней части конуса выноса. В апте накопились более проксимальные фации – мощные песчаники каталевской свиты, в основании которой по руч. Бапу среди алевроаргиллитов приманкинской свиты развиты грубозернистые фации, заполнившие каналы средней части конуса. В альбе на каталевской свите в этой же части конуса накапливались осадки дивнин-

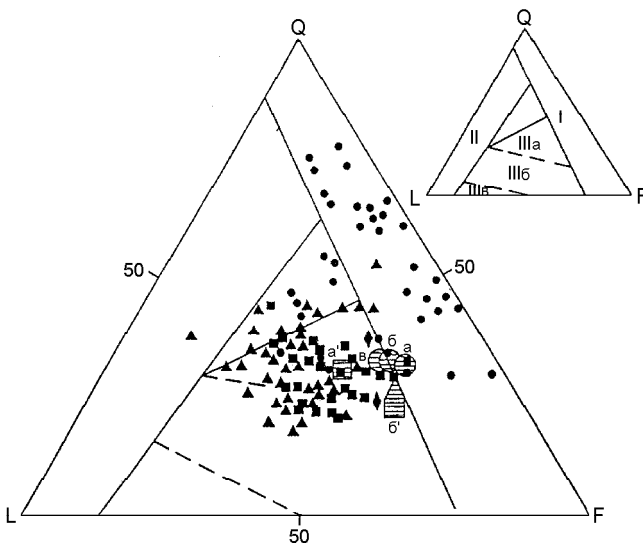


Рис. 11. Диаграмма типов источников питания, по В. Дикинсону и др., [21].

Маленький треугольник: I – континентальные блоки, II – орогенические области, III – магматические дуги: IIIa – глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIв – слабо эродированные. Остальные условные обозначения на рис. 10.

ской и светловоднинской свит. Осадконакопление в южных частях территории осуществлялось в более приближенных к питающей провинции обстановках. Берриас-валанжинские отложения, расположенные западнее готерив-барремских образований, судя по геологическим съемкам 60-х годов, близки по составу к готерив-барремским образованиям, но содержат горизонты кремнистых и кремисто-глинистых пород, а также щелочных базальтов и диабазов. Следовательно, турбидиты берриаса – валанжина отложились, вероятно, еще мористее и, возможно, в несколько иной обстановке.

Постепенное перекрытие дистальных турбидитов проксимальными отражает, вероятно, сближение питающей провинции и области седиментации, а существенно аркозный состав песчаников и отсутствие в них синхронного вулканического материала указывает на то, что вулканизм не влиял на седиментацию.

На рис. 12 большая часть точек берриас-валанжинских песчано-алевритовых пород комсомольской серии расположена в поле областей пассивных обстановок, а готерив-альбских песчаников – не выходят за рамки поля активных обстановок, преимущественно сопряженных со сдвиговыми дислокациями.

Согласно [18], в мезозойско-кайнозойское время в Северном Сихотэ-Алине не раз проявился режим трансформной континентальной окраины. В берриасе – валанжине преобладала обстановка рас-

тяжения. В результате трансформации косой субдукции в латеральное скольжение океанической плиты, погружения под континентальную окраину спредингового хребта и образования разрывов (slab window) шло формирование раннемеловых вулкано-плутонических комплексов. Кроме этого, синхронно накоплению алевроаргиллитовых турбидитов, как в южном Сихотэ-Алине, так и в описываемом регионе, шло формирование диабазов и щелочных базальтов. В готериве – альбе отмечалась резкая активизация движений по системе окраинно-континентальных левосторонних сдвигов, начали накапливаться, преимущественно, песчаные и алевропесчаные турбидиты.

Широкое развитие и большая мощность меловых отложений на Сихотэ-Алине – от бассейна верхнего течения р. Уссури до Охотского моря – предполагает и достаточно большую сиалическую питающую провинцию, расположенную к востоку от Сихотэ-Алиня. К ее фрагментам на дне Японского моря можно отнести массивы позднепротерозойских и позднепалеозойских гранитоидов южного хребта возвышенности Ямато, среднепалеозойских – Восточно-Корейского поднятия и раннепалеозойских, возможно, докембрийских – возвышенности Алпатова и Витязя на северном замыкании Центральной котловины [4]. Это предположение подтверждается и тем, что в пределах возвышенностей Алпатова, Витязя и Восточно-Корейского поднятия на гранитоидах с размывом залегают среднепалеозойские, а в юго-восточной и северо-западной частях Южного Ямато – нижнемеловые континентальные вулканогенно-осадочные отложения [4], аркозный состав которых близок составу нижнемеловых песчаников Сихотэ-Алиня. К фрагментам питающей провинции можно отнести кристаллический массив Абакума-Китаками Японии [17]. К ним же, на дне Охотского моря, вероятно, следует отнести и комплексы пород акустического фундамента в горст-антиклинориях (Шмидтовском и других) северосахалинского шельфа, а также Охотский свод, в строении которого участвуют гранитоиды [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изучены вещественный состав, источники питания и обстановки накопления нижнемеловых турбидитов на Северном Сихотэ-Алине. По седиментологическим признакам установлено накопление турбидитов в пределах конуса выноса подножья континентального склона, причем альбских – в средней его части. Из всего многообразия расшифрованы проксимальные лопастевидные наносы и проксимальные фации заполнения каналов.

Мутьевые потоки были ориентированы с юго-востока на северо-запад, причем на юго-востоке рай-

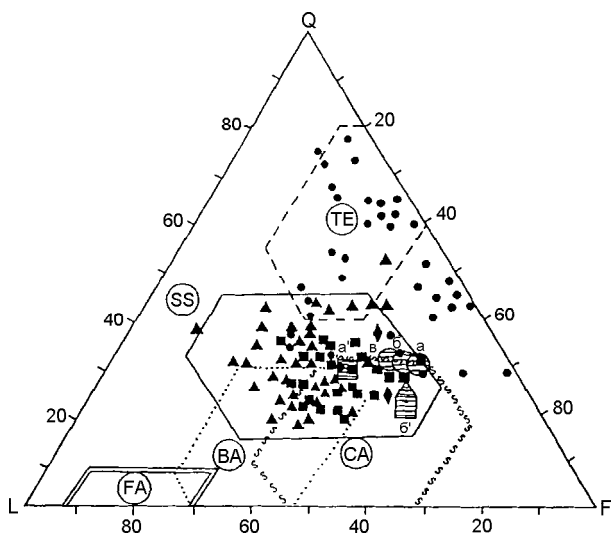


Рис. 12. Диаграмма типов бассейновых обстановок, по Дж. Мейнард и др. [23].

TE – пассивные обстановки – интерконтинентальные, интракратонные рифты и авлакогены; SS, CA – активные обстановки (SS – сопряженные со сдвиговыми дислокациями, CA – окраинно-континентальные магматические дуги); FA, BA – бассейны внутриокеанических магматических дуг (FA – преддуговых, BA – задуговых). Остальные условные обозначения на рис. 10.

она турбидиты накапливались при более высоких их скоростях и, вероятно, на более крутом палеосклоне, ближе к источнику питания, чем на северо-западе. Таким образом, установлено юго-восточное расположение питающей провинции.

Судя по вещественному составу изученных отложений, они незрелые и накапливались в условиях быстрой эрозии сильно расчлененной питающей провинции. Породный состав в области питающей провинции – преимущественно гранитоиды. Главными источниками сноса могли быть, подводные возвышенности Японского моря, а также Охотский свод и выходы акустического фундамента горст-антиклинорных поднятий в Охотском море (Шмидтовский и другие). Второстепенным источником сноса служили островные дуги.

Автор признателен рецензентам П.В.Маркевичу и Л.В.Эйришу за ценные критические замечания и советы, которые учтены в статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агеева Е.М. Вещественный состав и постседиментационные изменения пород комсомольской серии нижнего мела Северного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С. 81–107.
2. Бурдэ А. И., Высоцкий В. И. Новые данные об апт – сенноманских отложениях бассейна рек Кемы и прилегающей части р. Нанцы и Колумбе // Информ. сб. Приморск. геол. упр. 1963. № 4.
3. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
4. Геология дна Японского моря. Владивосток, 1987. 140 с.
5. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток, 1982. С. 3–31.
6. Кеннетт Дж. П. Морская геология. В 2 т. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.; Т. 2. 384 с.
7. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 188 с.
8. Маркевич П.В. Основные черты фанерозойского геосинклинального терригенного осадконакопления на востоке Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 162–184.
9. Маркевич П. В., Зябрев С. В., Филиппов А. Н. и др. Восточный фланг Киселевско – Маноминского террейна : фрагмент островной дуги в аккреционной призм (северный Сихотэ – Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. № 2. С. 70–98.
10. Маркевич П.В., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 80–91.
11. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
12. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
13. Решения IV межведомственного совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГПП, 1994. 131 с.
14. Романовский С. И., Тараканов А. С., Бергер В. И. Литодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций. Метод. рекомендации. Л., 1990. 116 с.
15. Селли Р.К. Введение в седиментологию. М., 1981. 370 с.
16. Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 2. С. 141–231.
17. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток, 1985. 138 с.
18. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип Дальнего Востока России) // Тектоника Азии. Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. 312 с.
19. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
20. Bouma A.H. Sedimentology of some flysh deposits. Amsterdam, Elsevier Pub. Co. 1962. 169 p.
21. Dincson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // Ibid. 1978. V. 63, N 12. P. 2164–2182.
22. Dzulynski S. New data on experimental production of sedimentary structures // J. Sedim. Petrol. 1965. V. 35, N 1.
23. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from an arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne, 1982. 55 p.

Поступила в редакцию 29 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

A. V. Kudymov

Early Cretaceous turbidites of the Northern Sikhote-Alin: structure, composition and sedimentation environments

Turbidities from the northern part of the East Sikhote-Alin trough have been investigated. They are composed of thick sand, sandy-argillaceous flyshoid rocks with gradational bedding. Based on the clastics composition, oblique lamination and flysh rhythmicity, reconstruction of the Early Cretaceous flows and paleoslopes have been made. It appeared that turbidites have originated from mud flows directed from the southeast to the northwest; the feeding province of the turbidites was located to the southeast from the sedimentation area.