

ТЕКТОНИКА

УДК.551.24:551.763:551.143

**ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА:
ФРАГМЕНТ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЕ
(Северный Сихотэ-Алинь)**

П.В.Маркевич*, С.В.Зябрев, А.Н.Филиппов*, А.И.Малиновский.***

* *Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН, г.Владивосток*

** *Институт тектоники и геофизики Дальневосточного отделения РАН, г.Хабаровск*

Новые палеонтологические, седиментологические и структурные данные, полученные на восточном фланге Киселевско-Маноминского террейна, лежат в основе реконструкции эволюции наиболее молодой на континентальной части Дальнего Востока аккреционной призмы. Террейн формировался как аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины в альбе-сеномане. Особенностью восточного фланга террейна является включенный в его аккреционную структуру фрагмент готерив-барремской островной дуги.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних лет показали, что тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных террейнов, причленившихся к восточной окраине Азиатского материка в результате субдукции океанической литосферы под континент в мезозое. Значительная часть территории занята разновозрастными аккреционными комплексами, которые имеют чешуйчато-надвиговое или хаотическое строение и состоят из генетически разнородных отложений [23, 53]

Исследование именно аккреционных комплексов, образующих структурный каркас региона, позволяет наиболее эффективно расшифровать геологическую эволюцию территории Дальнего Востока и дополнить недостающими главами сценарий мезозойской аккреции на восточной окраине Азии.

Структура и эволюция этих комплексов к настоящему времени реконструированы в целом, но мы еще далеки от детального их понимания. Как правило, эти общие представления базируются либо на отрывочных сведениях, либо на переинтерпретации результатов, полученных ранее в рамках господствующей геосинклинальной концепции. При таком подходе за пределами рассмотрения остаются многие данные, широко используемые в современных тектонических построениях, и не находят применения последние достижения седиментологии, палеонтологии и структурной геологии.

В этой связи нами предпринято исследование Киселевско-Маноминского террейна северного

Сихотэ-Алиня: его общей структуры, стратиграфии, вещественного состава, механизмов и обстановок седиментации в наименее изученной северо-восточной его части и в прилегающих районах. Особое внимание уделено вовлечению в построения результатов седиментологического изучения отложений.

Уникальная для Дальнего Востока обнаженность этого объекта вдоль изрезанной береговой линии оз.Удиль позволила наблюдение структуры не только в одном сечении, но и в плане.

Работа выполнена в рамках международных проектов IUGS UNESCO: IGCP 350 - Environmental and Biological Change in East and South Asia during the Cretaceous и GSGP - Cretaceous Resources, Events and Rhythms (CRER).

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Исследованный район оз.Удиль и с. Дуди (рис.1) занимает северо-восточный фланг Киселевско-Маноминского [53] террейна, который считается наиболее молодой частью аккреционного клина Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Террейн протягивается узкой (5 - 15 км) полосой в северо-восточном направлении и разделяется на две части, смещенные друг относительно друга на 130-150 км субмеридиональным Центрально-Сихотэ-Алинским левым сдвигом (рис. 1а). Эта территория контрастно выделяется среди смежных областей распространения меловых терригенных отложений как картируемый пояс, сложенный преимущественно кремнистыми породами. Киселевско-Маноминский террейн рассматривается другими исследователями

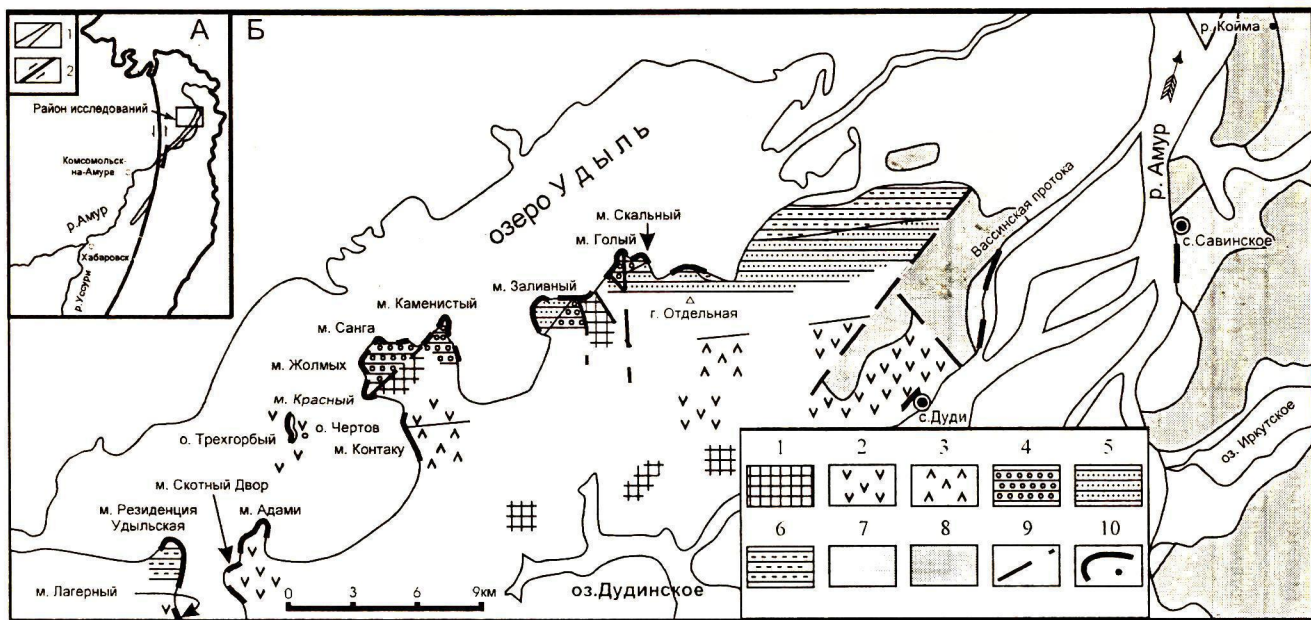


Рис. 1. А - Расположение Киселевско-Маноминского террейна и района исследований;

1 - Киселевско-Маноминский террейн; 2 - Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг.

Б - Геологическая схема района оз. Удыль.

1-6 - литофацильные комплексы и толщи Киселевско-Маноминского террейна: 1 - кремнистый океанический комплекс, 2-3 вулканогенно-осадочный комплекс кластического шлейфа островной дуги; толщи: 2 - туфовая, 3 - туфогенно-осадочная; 4-6 - граувакковый комплекс глубоководного желоба; толщи: 4 - микситов и алевроаргиллитов, 5 - песчаников, 6 - алевроаргиллитов и алевролитов; 7 - аркозовый комплекс Журавлевско-Тумнинского террейна; 8 - вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, 9 - разломы, 10 - изученные разрезы и обнажения.

как часть более обширной области - Нижнеамурского террейна [23].

В целях установления специфики кластических отложений террейна нами изучены и разновозрастные отложения за его пределами - на прилегающем участке р. Амур (протока Вассинская и с.Савинское), который входит в состав Журавлевско-Тумнинского террейна [53].

Положение района вблизи сочленения структур Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчато-надвиговых систем ставит его в ряд наиболее интересных объектов изучения.

ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вулканогенно-кремнистые отложения террейна выделялись в киселевскую свиту [5] верхнего триаса - юры. В стратотипическом разрезе у с.Киселевка на р.Амур в центральной части террейна свита сложена преимущественно кремнями, содержащими на различных стратиграфических уровнях базальты, в ассоциации с которыми находятся крупные плитообразные тела известняков. В известняках обнаружена фауна раннего лейаса, которая и использовалась для датировки вмещающих пород [5, 12]. Позже изучение радиолярий показало, что возраст кремней определяется интервалом ранняя - поздняя юра [12].

В результате последних работ, проведенных в этом районе, установлено, что верхняя часть кремнистой толщи имеет раннемеловой возраст [9, 24], а кремнистые алевропелиты - альбский [9]. Одновременно была установлена чешуйчато-надвиговая структура вулканогенно-кремнистого комплекса, отчасти осложненная многофазной складчатостью [9].

Северо-восточная часть террейна изучена слабо. Стратиграфическое расчленение развитых здесь вулканогенно-осадочных отложений дискуссионно. Предлагалось несколько вариантов стратиграфических схем [2, 5, 11, 18, 21], различия между которыми обусловлены слабым палеонтологическим обоснованием возраста отложений, их интенсивной дислоцированностью и значительной изменчивостью по латерали.

На оз.Удыль и близлежащем участке р.Амур по результатам геолого-съёмочных работ [15] были выделены: 1) верхнетриасовые(?) туфопесчаники, алевролиты, диабазы, спилиты, туфы основного состава, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, 2) валанжинские песчаники и алевролиты пионерской свиты, 3) апт-нижнеальбские алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, гравелиты и кремнисто-глинистые породы, 4) альб-сеноманские алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфопесчаники, андезиты, их

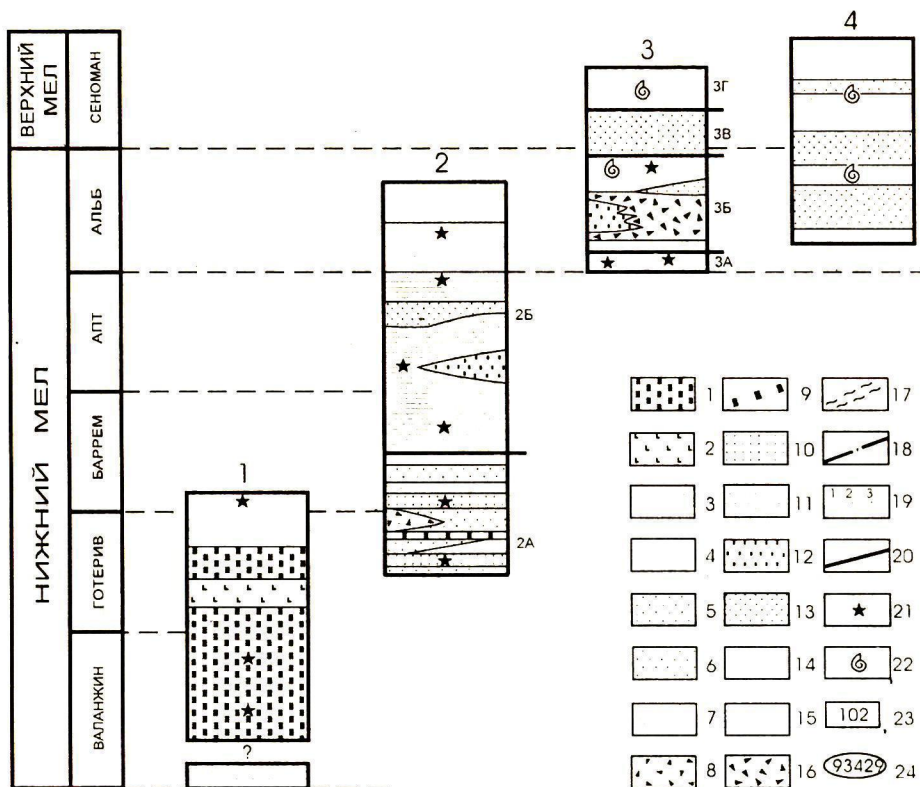


Рис. 2. Стратиграфическая позиция и общее строение литофациальных комплексов.

Индексами у колонок обозначены: 1-3 - комплексы Киселевско-Маноминского террейна: 1 - кремнистый; 2 - вулканогенно-осадочный, толщи: 2А - туфовая, 2В - туфогенно-осадочная; 3 - граувакковый, толщи: 3А - алевроаргиллитов (а на рисунке показаны кремнисто-глинистые породы), 3В - микситов и алевроаргиллитов, 3В - песчаников, 3Г - алевроаргиллитов; 4 - аркозовый комплекс Журавлевско-Тумнинского террейна.

туфы и туфогенно-осадочные породы, 5) верхнемеловые песчаники, алевролиты, туфопесчаники, аргиллиты, туфоалевролиты, туффиты, андезиты, андезитобазальты, конгломераты и кремнистые туффиты. Упомянутые верхнетриасовые (?) отложения относились к киселевской свите. Считалось, что нижнемеловые образования лежат на ней с размывом и угловым несогласием [11, 19], что являлось поводом для выделения двух структурных этажей [19].

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

В качестве основных литостратиграфических подразделений нами рассматриваются литофациальные комплексы, отражающие совокупности обстановок седиментации, имеющие решающее значение для палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Некоторые комплексы разделены на толщи (имеющие смысл мегафаций). Между комплексами контакты тектонические, и судить об их последовательности в разрезе позволяет только найденная ископаемая фауна.

Условные обозначения (для рис 2-7):

1 - кремни. 2 - базальты и диабазы, 3 - известняки, 4 - кремнистые алевроаргиллиты и глинистые кремни; 5-6 - туфы: 5 - основные, 6 - умеренно-кислые; 7 - тефронды, 8 - вулканогенные микситы, 9 - туфосилиты, 10 - тонко чередующиеся туфопесчаники и красно-коричневые туфоалевролиты и алевроаргиллиты, 11 - красно-коричневые алевроаргиллиты и туфоалевролиты, 12 - конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты, 13 - песчаники, 14 - алевролиты (для рис 2 - алевроаргиллиты и алевролиты); 15 - алевроаргиллиты, аргиллиты, 16 - гравитационные микситы, 17 - зоны интенсивного разлущивания и расланцевания и контактовые меланжи, 18 - тектонические контакты, 19 - элементы залегания: 1 - нормальное, 2 - вертикальное, 3 - опрокинутое; 20 - границы толщ; 21-22 - положение в разрезе проб; 21 - с радиоляриями, 22 - с иноперамами; 23-24 - места отбора и номера проб; 23 - с радиоляриями (возраст показан индексами), 24 - с мшанками.

В статье рассмотрены следующие литостратиграфические подразделения (рис.2):

1. Кремнистый комплекс (валанжин – готерив-баррем) – океанический;

2. Вулканогенно-осадочный (готерив – альб) – кластического шлейфа островной дуги:

2А. Туфовая толща;

2В. Туфогенно-осадочная толща;

3. Граувакковый комплекс (поздний альб – ранний сеноман) - глубоководного желоба:

3А. Толща алевроаргиллитов;

3В. Толща микситов и алевроаргиллитов;

3В. Толща песчаников;

3Г. Толща алевроаргиллитов и алевролитов;

4. Аркозовый комплекс Журавлевско-Тумнинского террейна (поздний альб-ранний сеноман) - эпиконтинентального моря.

Датировка отложений по радиоляриям (для диагностики и определения возраста использованы работы [26-29; 36: 41-43; 48-50; 52; 54-59; 63-66; 70-72; 74]) позволила реконструировать последовательность

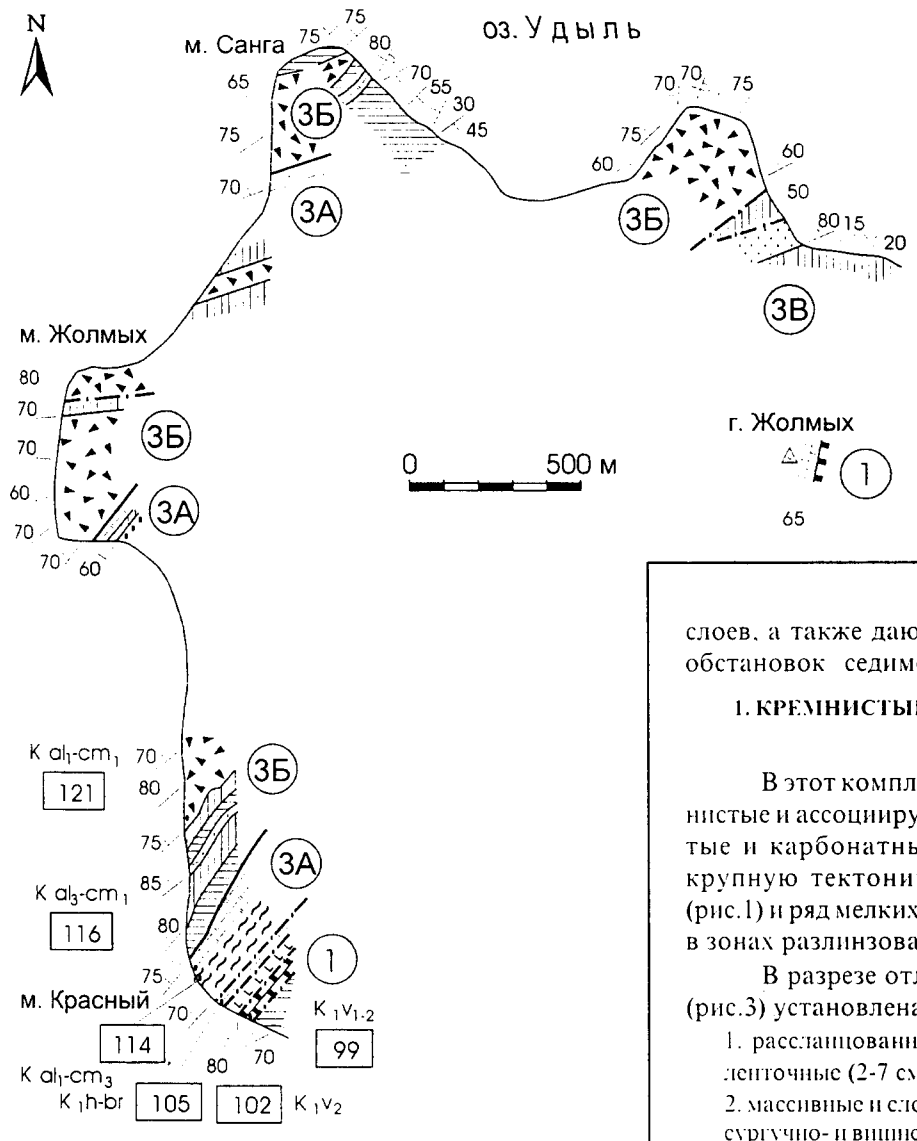


Рис.3. Строение кремнистого и грауваккового комплексов в центральной части полосы обнажений южного берега оз.Удыль.

Положение см. на рис.1.
Условные обозначения на рис. 2.

слоев, а также даются реконструкции механизмов и обстановок седиментации.

1. КРЕМНИСТЫЙ КОМПЛЕКС ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В этот комплекс включены вулканогенно-кремнистые и ассоциирующиеся с ними кремнисто-глинистые и карбонатные отложения, которые слагают крупную тектоническую пластину на м.Красном (рис.1) и ряд мелких разрозненных тектонических линз в зонах разлинзования и меланжах.

В разрезе отложений комплекса на м.Красном (рис.3) установлена следующая последовательность:

- | | |
|--|----------------|
| 1. рассланцованные голубовато-зеленые лепточные (2-7 см) кремни | 4 м |
| 2. массивные и слоистые (2-20 см) красные яшмы, сургучно- и вишнево-красные слоистые (10-25 см) радиолярные глинистые яшмы | 25 м |
| 3. микрокварциты по зеленовато-серым и голубовато-зеленым слоистым кремням | 12 м |
| 4. массивные диабазы и пористые базальты | 13 м |
| 5. необнаженная часть разреза | 13 м |
| 6. катаклазированные, рассланцованные и милонитизированные голубовато-зеленые и зеленые слоистые кремни и глинистые кремни | 15 м |
| 7. бурые и зеленовато-серые кремнистые алевроаргиллиты, в верхней части (1 м) - несколько слоев (1-5 см) глинистых кремней | 5 м |
| Мощность разреза | 85-90 м |

Внутри пластины есть зоны послойного рассланцевания и милонитизации пород мощностью до нескольких метров, отчасти приуроченных к контактам пачек, что не исключает возможность тектонического повторения одних и тех же элементов этого разреза.

(рис.2) формирования фацialsных комплексов Киселевско-Маноминского террейна. Как видно, в последовательности отсутствуют перерывы, и более того, заметно некоторое возрастное перекрытие, которое вполне объяснимо степенью точности полученных датировок. Особо отметим, что на рис.2 положение нижних и верхних границ комплексов показано лишь как наиболее вероятное, проведенное посередине интервала погрешности определения возраста, что не обязательно должно соответствовать их истинному положению. При этом не исключается возможный диахронизм границ, крайне характерный для аккреционных комплексов, но точность имеющихся датировок не позволяет обсуждать этот вопрос.

Ниже приводятся данные о распространении, строении и возрасте выделенных литостратиграфических элементов, составе и осадочных текстурах

Радиолярии кремнистого комплекса

Виды радиолярий	Номера проб		
	99	102	105
<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rüst)	#	#	#
<i>Archaeodictyomitra brouweri</i> (Tan Sin Hok)			#
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan Sin Hok)	#		
<i>Archaeodictyomitra lacrimula</i> (Foreman)	cf	#	#
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)	#		#
<i>Archaeodictyomitra pseudoscalaris</i> (Tan Sin Hok)		#	#
<i>Archaeodictyomitra</i> (?) <i>puga</i> Schaaf			#
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno	#	#	
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno		#	#
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko	#	#	
<i>Conosphaera tuberosa</i> Tan Sin Hok		#	
<i>Crolanium pythiae</i> Schaaf			cf
<i>Cryptamphorella dimitricai</i> Schaaf	aff	#	
<i>Cryptamphorella conara</i> (Foreman)			aff
<i>Cyrtocapsa grutterinki</i> Tan Sin Hok			#
<i>Diacanthocapsa ancus</i> (Foreman)		cf	
<i>Eusyringium spinosum</i> Squinabol		#	#
<i>Hemicryptocapsa capita</i> Tan Sin Hok			#
<i>Hemicryptocapsa pseudopilula</i> Tan Sin Hok		cf	#
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica			#
<i>Mirifusus diana</i> (Karrer)		#	
<i>Obesacapsula morroensis</i> Pessagno		#	
<i>Obesacapsula rotunda</i> (Hinde)		aff	
<i>Pantanellium lanceola</i> (Parona) group		#	
<i>Parvicingula citae</i> Pessagno		#	
<i>Parvicingula cosmoconica</i> (Foreman)		cf	
<i>Parvicingula usotanensis</i> Tumanda			#
<i>Podobursa helvetica</i> (Rüst)		aff	
<i>Pseudoaulophacus</i> (?) <i>florealis</i> Jud			cf
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)			#
<i>Pseudodictyomitra lanceleti</i> Schaaf		#	
<i>Pseudodictyomitra leptoconica</i> (Foreman)	#	#	
<i>Ristola boesii</i> (Parona)		#	#
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)		#	
<i>Sethocapsa cetia</i> Foreman	#	#	#
<i>Sethocapsa kaminogoensis</i> Aita	#	#	
<i>Sethocapsa lagenaria</i> Wu et Li		#	
<i>Sethocapsa pseudouterculus</i> Aita	cf		
<i>Sethocapsa ruteni</i> (Tan Sin Hok)		#	
<i>Sethocapsa simplex</i> Taketani			#
<i>Sethocapsa uterculus</i> (Parona)			cf
<i>Siphocampium</i> (?) <i>davidi</i> Schaaf		#	
<i>Spongocapsula palmerae</i> Pessagno		#	
<i>Stichocapsa cribrata</i> Hinde			
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)		#	#
<i>Thanarla elegantissima</i> (C'ita)			#
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)	#		#
<i>Williriedellum carpathicum</i> Dumitrica	#		
<i>Williriedellum peterschmittae</i> Schaaf			#
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			aff
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			#

Подобные вулканогенные и кремнистые породы распространены, по данным геолого-съёмочных работ, севернее оз. Дудинское, а на г. Жолмых (рис.1.3) в комплексе встречены светло-серые пелитоморфные известняки с желваками и линзами кремней.

Кремнистые и кремнисто-глинистые породы разреза до 70% состоят из скелетов радиолярий различной сохранности и содержат примесь пирокластики - осколков алевритовой размерности плагиоклаза, вулканического стекла, железненных основных вулканитов и, очень редко, кварца.

Из кремнистых и кремнисто-глинистых пород (положение образцов показано на рис.3) выделены обильные комплексы радиолярий хорошей - идеальной сохранности (табл. 1). Глинистые яшмы средней части разреза содержат ранне-средневаланжинские (проба 99) и средневаланжинские (проба 102) радиолярии. Кремнистые алевроаргиллиты верхней части комплекса (проба 105) датируются готеривом-барремом. Таким образом, возраст изученного фрагмента киселевского комплекса определяется интервалом от раннего-среднего валанжина до готерива-баррема.

Судя по возрасту, эти отложения являются фрагментом более полного разреза юрско-раннемеловых кремней, установленного у с.Киселевка [9, 12].

Кремнистые отложения комплекса аналогичны кремням, широко распространенным на Дальнем Востоке и Северо-Востоке России [1, 4, 16, 20], Сахалине [1, 10] и в Японии [47, 49].

Почти полное отсутствие примеси терригенного и карбонатного материала и обилие ископаемых планктонных организмов только с кремневым скелетом указывают на накопление кремнистых отложений на океанической плите, значительно удаленной от континента, и на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации.

Петрохимические особенности базальтов (высокая щелочность и значительное содержание TiO_2) указывают на их внутриплитную природу.

Пелитоморфные известняки, включаемые в состав комплекса в виде фации более низких стратиграфических уровней единого разреза, формировались, вероятно, либо на небольших поднятиях, либо в периоды понижения уровня карбонатной компенсации. По составу и облику они сходны с триасовыми карбонатными породами, известными в других структурах Сихотэ-Алиня и формировавшимися выше уровня карбонатной компенсации [4].

Кремнистые алевроаргиллиты комплекса аналогичны типичным породам верхних частей многих кремнистых комплексов [1, 10, 16, 47, 49]. По аналогии с имеющимися реконструкциями, мы предполагаем их накопление в гемипелагической области океанической плиты.

Таким образом, кремнистый комплекс накапливался сначала в пелагической, а затем в гемипелагической областях океанической плиты.

2. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС КЛАСТИЧЕСКОГО ШЛЕЙФА ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Комплекс распространен в юго-западной части побережья оз.Удиль (рис.1). Ранее эти отложения включались в состав других стратиграфических подразделений и на картах показаны и как верхнетриасовые(?), и как верхнемеловые толщи. Однако еще Л.И.Красный (1937-40 гг.), Ю.А.Иванов (1957 г.) и И.И. Тучков [21] подчеркивали своеобразие этих отложений, отсутствие их аналогов в соседних районах и выделяли в самостоятельные удильскую или адаминскую свиты.

Спецификой комплекса является обилие мощных (до 20 м) слоев вулканокластических (туфов, тефроидов) и вулканогенно-осадочных (туффиты, туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники) пород, образующих мощные (до 100 м) пачки, нерегулярно чередующиеся с менее мощными (5-30 м) пачками, в которых туфопесчаники (5-40 см) образуют ритмы с туфоалевролитами и кремнистыми алевроаргиллитами (2-10 см).

Грубообломочные породы окрашены в зеленовато-серые и желто-серые тона, а туфоалевролиты и кремнистые алевроаргиллиты - в красно-коричневые и красные, что придает отложениям контрастный облик и подчеркивает особенности сложения разрезов. Особенно эффектно выглядят пачки ритмичного строения. Верхние части комплекса сложены массивными красновато-коричневыми, зеленовато-серыми алевропелитами и кремнистыми алевропелитами и темно-серыми глинистыми кремнями, включающими многочисленные слои маломощных вулканомиктовых песчаников и мощные линзы конгломератобрекчий.

Комплекс обладает явным двучленным строением и подразделен на туфовую и туфогенно-осадочную толщи. В первой преобладает пирокластическая компонента, во второй - ведущая роль принадлежит вулканогенно-осадочным и осадочным породам.

2А. ТУФОВАЯ ТОЛЩА распространена на м.Лагерном, на о-вах Чертовом и Трехгорном (рис.1) и на участке от м.Адамы до м.Скотный двор (рис.4).

В наиболее полном разрезе нижние части толщи обнажены в своде крупной антиклинали на м.Адамы и наращиваются в ее северо-западном крыле в направлении к м.Скотный двор. На этом отрезке многократно повторяются мощные туфовые (20-100 м) пачки, сложенные преимущественно мощными (1-20 м) слоями зеленовато-серых и серых грубых псаммитовых и псефитовых туфов с незначительным

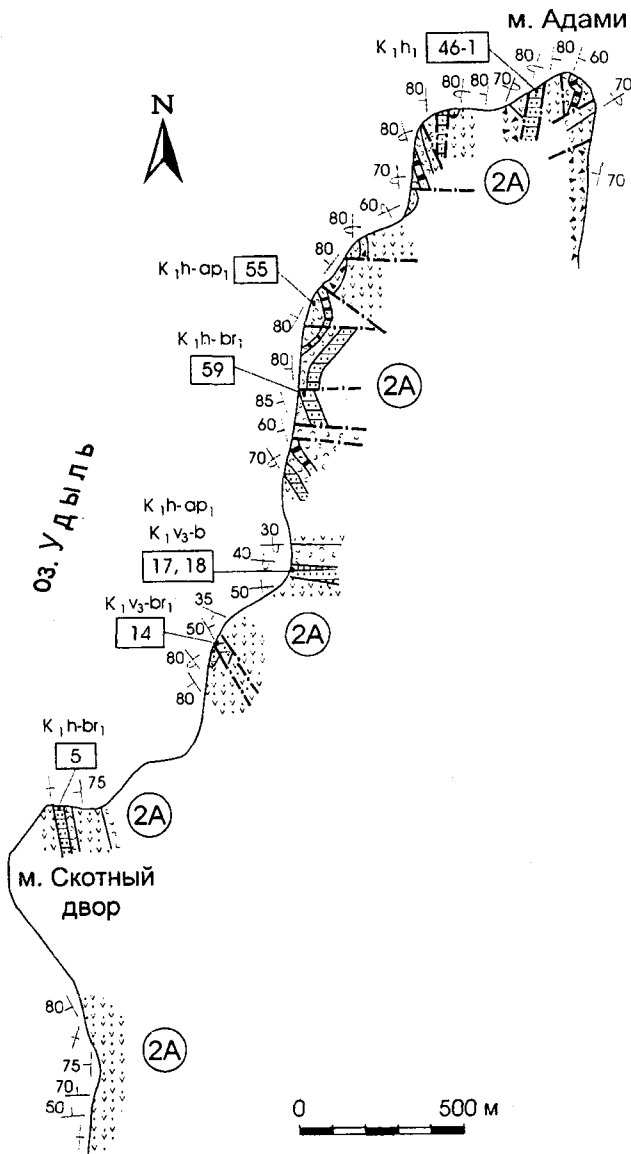


Рис. 4. Строение туфовой толщи в районе м. Адами на юго-западе оз.Удиль. Положение см. на рис. 1.

Условные обозначения на рис. 2.

количеством слоев туфосилицитов, вулканогенных микститов и базальтов; самая мощная пачка наиболее грубых туфов венчает разрез. Эти пачки разделяются менее мощными (до 40 м) пачками слоистых (10-40 см) зеленовато-серых и желтовато-серых алевропсаммитовых тефроидов с редкими слоями (2-15 см) желтовато-серых туфосилицитов, а также пачками (5-30 м) ритмичного строения, в которых чередуются слои зеленовато-серых туфопесчаников (5-40 см) и слои (2-10 см, до 20 см) красно-вато-коричневых туфоалевролитов и кремнистых алевроаргиллитов со значительной вариацией отношения туфопесчаник/ туфоалевролит.

Аналогичное строение толща имеет и в обнажениях на о-вах Чертов и Трехгорбий, куда она прослеживается по простиранью. Мощность туфовой толщи оценивается в 1000 м. контакты с подстилающими отложениями не установлены.

К туфовой толще мы относим и вулканокластические породы, установленные геолого-съемочными работами между озерами Удиль и Дудинское (рис. 1), а также основные туфы, тефроиды, туфопесчаники и туфоалевролиты на левобережье р.Амур у с.Дуди, где тефроиды содержат послойно ориентированные обломки раковин иноцерамов.

Возраст туфовой толщи определяется интервалом готерив – ранний баррем по комплексам радиолярий удовлетворительной сохранности, выделенных из красно-коричневых кремнистых алевроаргиллитов пачек ритмичного строения различных стратиграфических уровней (табл.2, рис.2.4).

Далее кратко характеризуются основные разности пород толщи.

Туфы - преимущественно псаммитовые и псефитовые, базальтовые и андезитобазальтовые, кристалловитро- реже - витрокристалло- или кристаллокластические. В псефитовых разностях встречаются литокласты слабо раскристаллизованных базальтов с нечеткими ограничениями. Вулканическое стекло в туфах - желтовато-бурое с перлитовой отдельностью и с многочисленными газовыми пузырьками. Кристаллокласты - осколки или целые кристаллы плагиоклаза и трещиноватые зерна бледно-зеленого клинопироксена. В агломератовых туфах встречаются округлые вулканические бомбы (до 10 см) плагиопорфировых базальтов с корками закалки. В целом, туфам свойственны плохая сортировка и окатанность частиц, обилие хлоритизированного и пренитизированного наполнителя и его реакционные взаимоотношения с обломками.

Тефроиды отличаются от туфов лучшей сортировкой и окатанностью кластического материала, а также скудным цементом.

В **туфопесчаниках** обломки, сходные по составу с кластическим материалом в туфах и тефроидах, лучше окатаны и сильнее изменены. Кроме того, они содержат примесь умеренно-кислых вулканитов, кварца и гидротермально измененных пород.

Туфоалевролиты сложены железистой массой с 20-60% мелкоалевритовых обломков: они связаны промежуточными разностями с кремнистыми алевроаргиллитами, состоящими из кремнисто-железистоглинистой массы и скелетов радиолярий.

Туфосилициты сложены вторичным мелкозернистым кварцем, меньше альбитом и содержат примесь осколков плагиоклаза и вулканического стекла. В них

встречены перекристаллизованные и замещенные пренитом скелеты радиолярий.

Вулканогенные микститы содержат угловатые и округлые фрагменты (до 1,5 м) перечисленных выше пород, беспорядочно распределенные в туфовом матриксе.

Строение слоев различных пачек толщи позволяет восстановить механизмы слоеобразования и общую обстановку седиментации.

Мощные (2-10 м) слои туфов туфовых пачек обладают резкой нижней границей и общей градационной отсортированностью, наиболее отчетливо проявленной в их верхней части, которая сложена наиболее тонким материалом (часто и туфосилици-тами) и содержит тонкую горизонтальную и полого-волнистую слойчатость. Это указывает на формирование слоев в результате одного акта выпадения вулканического материала, его сортировку в водной колонне и последующую переработку донными течениями. Более того, ряд признаков (большое количество витрокластиков с перлитовыми трещинами и порами, обилие измененного наполнителя и его реакционное взаимодействие с обломками, стекловатые корки закалки округлых вулканических бомб, неправильная форма и слабая раскристаллизованность литокластов базальтов) свидетельствует [7, 22, 25, 40] о гидроэкспозивном механизме части извержений в относительно мелководных условиях.

Слой вулканогенных микститов являются индикаторами действия обломочных [38-40, 45, 46] потоков на поверхности подводного склона.

Алевропсаммитовые тефронды характеризуются эрозивной нижней границей и градационной отсортированностью. Слои мощностью 5-40 см содержат осадочные текстуры последовательности А.Боума и интерпретируются как тефротурбидиты. Более мощные (до 1,5 м) слои содержат грубые ламины, описываемые моделью D.R.Lowe [45, 46], и интерпретируются как отложения высокоплотных турбидитовых потоков.

Для определения общей обстановки и области седиментации более показательны особенности пачек ритмичного строения. Слои туфопесчаников обладают резкой, иногда и эрозивной, нижней границей со следами вдавливания (load casts), а также градационной отсортированностью. Большинство из них характеризуется отсутствием осадочных текстур в нижней части, тогда как в верхней (от четверти до половины мощности слоя) отчетливо проявлена горизонтальная, реже волнистая и косоволнистая тонкая слойчатость. Подобная ламинация характерна для отложений донных, в том числе и контурных, течений [31, 32, 44] и указывает на переработку верхней части слоев этими течениями. С учетом

общего строения слоев, характера их обломочной компоненты и последующей переработки апикальной части, предполагается первоначальное отложение турбидитовыми потоками. В кровле слоев зелено-вато-серых туфопесчаников залегают красно-коричневые туфоалевролиты. Границы между этими разностями пород имеют диффузный характер, так что подобные пары слоев образуют единые ритмы контрастной окраски, придающие пачкам и толще в целом специфический облик. Пепловый материал туфоалевролитов либо равномерно рассеян в пелитовой массе, либо сконцентрирован в тонкие параллельные ламины и их серии. Эти ламиниты также указывают на переотложение вулканокластиков донными течениями. Кремнистые алеврогиллиты в кровле ритмов содержат многочисленные скелеты радиолярий и представляют собой фоновый осадок бассейна. Эти породные разности сходны с красновато-коричневыми кремнистыми алеврогиллитами верхней части кремнистого комплекса, так что фоновый осадок указывает на седиментацию в гемипелагической области океанической плиты, что важно для понимания места формирования всего фациального комплекса.

В целом, реконструируется обстановка вулканокластического шлейфа у подножья активного вулканического поднятия в гемипелагической области, которое поставляло пирокластический материал и меньше вулканомиктовый, переносившийся турбидитовыми и обломочными потоками и переработанный донными течениями.

2Б. ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА распространена в районе м.Контаку и трех мысов южнее его (рис.5), где ею сложены четыре пластины, которые распознаются по повторению идентичных фрагментов разреза. Особенностью толщи является присутствие в ее составе продуктов разрушения вулканитов - вулканомиктовых песчаников и конгломератобрекчий.

Нижние горизонты обнажены на м. Контаку, где на псаммитовых тефрондах туфовой толщи согласно залегают:

- | | |
|---|------|
| 1. красновато-коричневые алеврогиллиты, обогащенные рассеянным пепловым материалом, его пиллридными скоплениями и обломками туфов | 11 м |
| 2. оливково-серые и бурые туфоалевролиты с тонкими (1-3см) слоями вулканомиктовых песчаников | 5 м |
| 3. вишнево-красные алеврогиллиты с рассеянным пепловым материалом (туфоалевролиты) | 8 м |
| 4. слой бомбового туфа (туфоагломерат) | 15м |
| 5. линза конгломератобрекчий с крупными вулканогенными обломками в красно-коричневом туфоалевролитовом матриксе | 3 м |

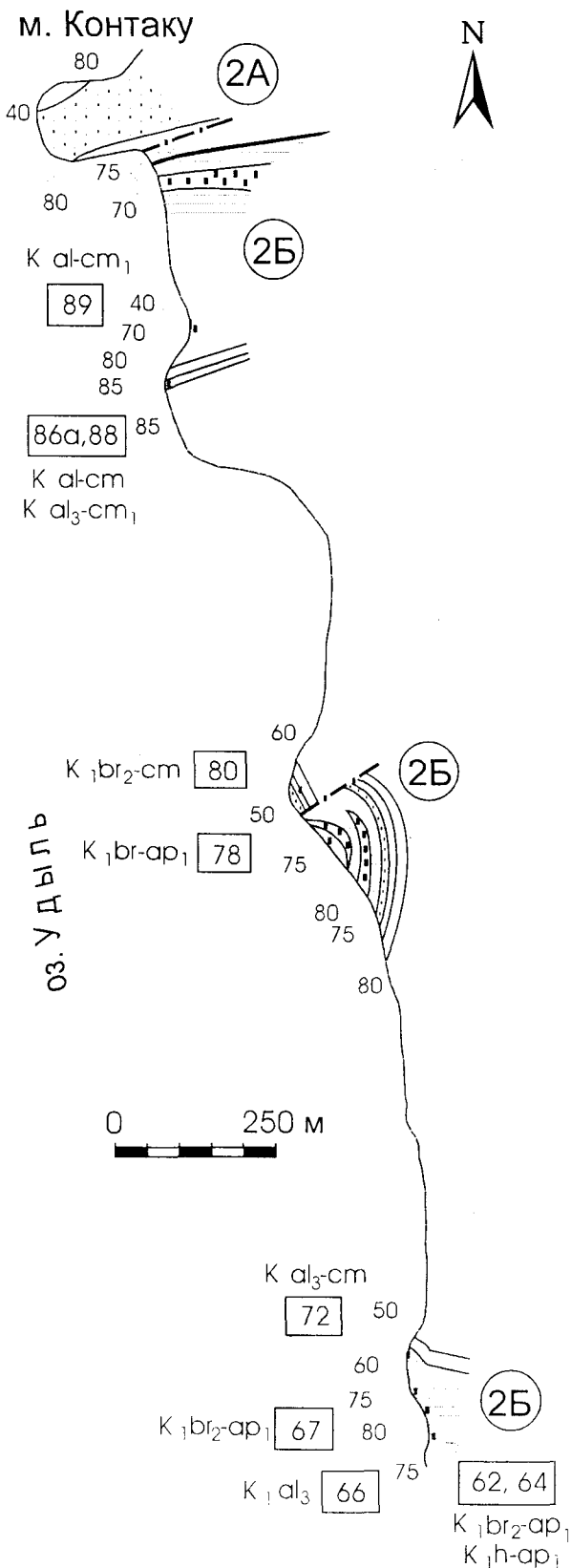


Рис. 5. Строение туфогенно-осадочной толщи в районе м. Контаку (центральная часть южного берега оз. Удыль) Положение см. на рис. 1.

Условные обозначения на рис. 2

6. красно-коричневые алевроаргиллиты и туфоалевролиты со слоями (5-30 см) вулканомиктовых песчаников 9 м

Эти же и более высокие горизонты толщи обнажены на двух мысах южнее. На дальнем из них в основании видимого разреза в красно-коричневых туфоалевролитах и алевроаргиллитах с рассеянным пепловым материалом, редкими гальками вулканитов и слоями вулканомиктовых песчаников расположен ансамбль из пяти линз вышеупомянутых (пачка 5) конгломерато-брекчий с вулканогенными обломками и обильным красно-коричневым туфоалевролитовым матриксом. Линзы мощностью 3-10 м имеют крайне неровную нижнюю границу, часть из них выклинивается в пределах обнажения. Мощность этой пачки здесь достигает 30 м. На ней залегают:

6. красно-коричневые алевролиты и туфоалевролиты со слоями (2-12 см) вулканомиктовых песчаников 9 м

7. темно-серые и темные зеленовато-серые слоистые (3-10 см) глинистые кремни 3 м

На ближнем мысу обнажена самая верхняя часть толщи:

7. глинистые кремни со слоями (2-10 см) алевролитов и алевропелитов, в верхней части несколько слоев (1-5 см) красных кремнистых аргиллитов, с обилием радиолярий 50 м

8. серые алевролиты с тонкими слоями песчаников не менее 30 м

Суммарная мощность толщи - не менее 150 м

Фрагменты толщи, судя по материалам геолого-съемочных работ, распространены и севернее оз. Дудинского (см. рис. 1).

Красно-коричневые алевроаргиллиты нижней части толщи содержат позднебарремские - аптские комплексы радиолярий (табл. 2, рис. 5). Радиолярии из глинистых кремней и алевроаргиллитов верхней части разреза с различной точностью указывают на альб - начало сеномана, но наиболее вероятен их альбский возраст. Таким образом, время формирования туфогенно-осадочной толщи - поздний баррем-апт - альб, а всего туфогенно-осадочного комплекса - готерив - альб.

Преобладающие в толще туфоалевролиты и алевроаргиллиты содержат до 60% мелкоалевритовой пирокластики - ожелезненных осколков плагноклаза, основных вулканитов, вулканического стекла, а также скелеты радиолярий.

Вулканомиктовые песчаники сложены на (75-85%) плагноклазом, основными вулканитами (15-25%), редко кварцем (рис. 8). Они обладают всеми признаками турбидитов [73]: эрозионной нижней границей, градационной отсортированностью и содержат *abc*, *bc*, *ac* и *c* интервалы последовательности А.Боума различной полноты. Верхняя часть

ритмов сложена фоновыми алевроаргиллитами: с алевритовыми ламинами (*d*) и массивными (*e*). Маломощные (1-3 см) слои тонкозернистых вулканических песчаников обладают текстурами ламинитов [31, 32, 44] и отлагались донными течениями.

Конгломерато-брекчии сложены обломками, гальками и валунами (до 30 см) плагиопорфировых массивных или миндалекаменных базальтов, основных туфов и вулканических песчаников в красно-коричневом алевроаргиллитовом (с псаммитовой примесью) матриксе, составляющем до 30% породы. Они обладают хаотическим сложением: отсутствием сортировки и упорядоченной ориентировки обломков, и обильным матриксом смешанного гранулометрического состава (псаммито-пелитового), в котором включения расположены, не соприкасаясь друг с другом. Это свидетельствует о формировании слоев подводными обломочными [33, 38, 40, 45, 46, 73] потоками (*debris flow, mud flow*).

Преобладание в обломочных породах толщи вулканического (эпикластического вулканогенного) материала указывает на ее накопление в период ослабления или прекращения вулканической деятельности в области поднятия, размыв и переотложение в глубоководную область различными гравитационными (обломочными и турбидитовыми) потоками обломочного материала, сформированного в мелководье (окатанные обломки песчаников и конгломерато-брекчий).

Область седиментации этой толщи, как и подстилающей, определяется по фоновым отложениям, которые указывают на гемипелагиаль.

Для понимания природы вулканического поднятия важны петрохимический состав и геохимические особенности базальтов вулканических бомб из агломератовых туфов и базальтов из обломков конгломерато-брекчий туфогенно-осадочной толщи. Высокая глиноземистость и низкие содержания титана и калия в них являются индикаторами островодужного вулканизма.

Таким образом, готерив-альбский вулканогенно-осадочный комплекс определяется в целом как кластический шлейф островной вулканической дуги - непосредственно прилегающий к дуге фрагмент ее преддугового/тылового прогиба. Формирование дуги предполагается в гемипелагической области океанической плиты.

3. ГРАУВАККОВЫЙ КОМПЛЕКС ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

В этот комплекс включены кластические отложения, обнаженные на побережье оз.Удиль, распространенные в центральной и восточной частях полосы обнажений, а также в крайней западной части на м.Резиденция Удильская (рис. 1).

Отложениям свойственна заметная фациальная изменчивость. Среди них распознаются четыре толщи, различающиеся составом и строением: 1) алевроаргиллитов (3А); 2) микститов и алевроаргиллитов (3Б); 3) песчаников (3В); 4) алевроаргиллитов и алевролитов (3Г).

Строение и мощности толщ меняются от места к месту, и нет оснований предполагать строгую возрастную эквивалентность одной и той же толщи на различных участках, гораздо большее значение имеет установленная их последовательность.

3А. ТОЛЩА АЛЕВРОАРГИЛЛИТОВ небольшой (до 250 м) мощности приурочена к основанию терригенного комплекса во многих обнажениях (рис.3, 6, 7). В некоторых случаях ее сильно тектонизированные фрагменты обнаружены и внутри вышележащей толщи, но вряд ли стоит считать такое их положение первичным. Различимы отложения двух типов: 1) оливково-серые алевроаргиллиты и 2) темно-серые тонкослонистые (ленточные) кремнистые алевроаргиллиты - которые рассматриваются как синхронные фаши.

Оливково-серые алевроаргиллиты (мощностью менее 100 м) представлены преимущественно аргиллитами и алевроаргиллитами с пелловой примесью, среди которых встречаются редкие слои (0.5-3 см, до 10 см) алевролитов и кислых туфов. В верхних частях разреза обнаружены слои подводнооползневой природы и маломощные тела алевронелитов с мелкими (до 2 см) включениями того же состава, что и матрикс. Постепенный переход этих отложений к вышележащей толще обнаружен южнее м.Каменистый.

Аргиллиты и алевроаргиллиты толщи содержат скелеты радиолярий в различном, иногда значительном, количестве и являются гемипелагическими отложениями.

Тонкие слои алевролитов и алевритистых песчаников обладают горизонтальной (реже пологоволнистой) слоистостью и являются отложениями донных течений [31, 32, 44].

Некоторые слои алевритистых песчаников в верхней переходной части толщи характеризуются резкой нижней границей, градационной отсортированностью и набором текстур *bed, bd, d* последовательности А.Боума, чем устанавливается их турбидитовый генезис.

Отложения толщи аналогичны оливково-серым алевроаргиллитам верхних частей мезозойских кремнистых разрезов Востока России и Японии [1, 10, 16, 47, 49] и сравнимы с гемипелагическими илами внешних склонов современных глубоководных желобов [51, 60, 61]. Именно в этой области и предполагается их накопление.

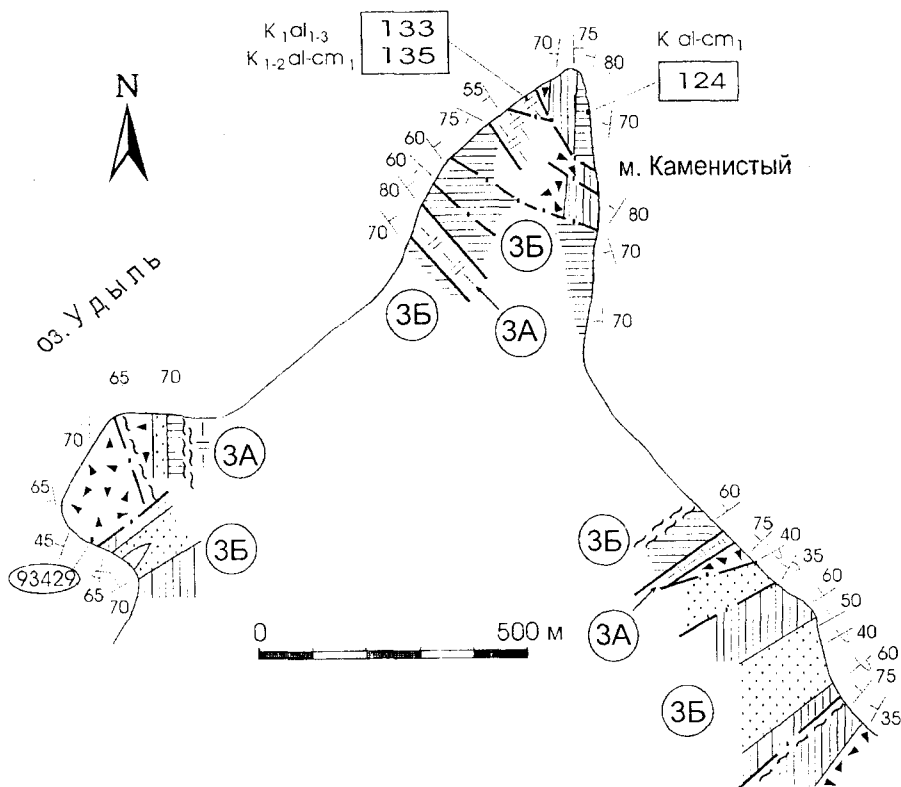


Рис. 6. Строение грауваккового комплекса в центральной части полосы обнажений южного берега оз.Удиль.

Положение см. на рис. 1.

Условные обозначения на рис. 2.

Темно-серые кремнистые алевроаргиллиты, мощность которых достигает 250 м на м.Каменистый, распространены в центральной и восточной частях полосы обнажений (рис.3.6.7). Эта фация характеризуется монотонным строением и сложена темно-серыми, иногда с синеватым отливом, тонкослоистыми (2-10 см) кремнистыми аргиллитами и алевроаргиллитами с редкими слоями алевролитов и глинистых кремней. Кремнисто-глинистые породы содержат немного алевритовых зерен кварца, плагиоклаза и вулканического стекла, а также различное (до значительного) количество скелетов радиолярий средней - идеальной сохранности, что позволяет считать отложения гемипелагическими.

Как и для предыдущей фации, предполагается та же обстановка внешнего склона желоба, но в области с более активной поставкой пелитового материала, возможно, ближе к его осевой части.

Обильные комплексы радиолярий хорошей сохранности, выделенные из обеих фаций этой толщи (табл.3, фототабл.1, 2), определяют ее возраст интервалом альб (поздний альб) - ранний сеноман.

3Б. ТОЛЩА МИКСТИТОВ И АЛЕВРОАРГИЛЛИТОВ распространена в центральной и восточной части полосы обнажений и имеет контрастное строение, которое определяется типами слагающих ее отложений. Термин микстит [67] (под которым подразумеваются только гравитационные микститы [13]) использован здесь как удобное собирательное

название для отложений разного генезиса, но сходного сложения, содержащих две явные компоненты - матрикс и включения. Под этим названием объединены 1) отложения обломочных [45] потоков - галечные (гравийные, валунные) алевроаргиллиты (pebbly mudstone) и слои с фрагментами разной формы слоистых толщ в однородном матриксе, а также 2) оползневые отложения (олисторостромы).

Разрезы толщи объединены только самыми общими чертами строения и состава, а также генезисом отложений. Фациально, особенно в деталях, она сильно меняется от обнажения к обнажению.

На мысах Красном, Жолмых и Санга (рис. 3) отложения залегают моноклинально с приблизительно одинаковыми азимутом и углом падения, что создает эффект наращивания разреза в северо-западном направлении, но на этом участке несколько раз повторяются фрагменты ранее описанной толщи алевроаргиллитов 3А. Именно это нарушает простую картину единой моноклинали и указывает на повторение фрагментов возможно единого разреза вследствие их тектонического совмещения. Мы придерживаемся точки зрения, что на этом участке моноклинально залегают несколько надвинутых друг на друга пластин и что в каждой из них хотя бы частично повторяется разрез соседних. Мощность толщи оценивается величиной 600-800 м. Это предполагается и для других участков распространения толщи (рис.6), более того, многочисленные

Таблица 3

Радиолярии граваккового комплекса

Виды радиолярий	Номера проб											
	толща 3А									толща 3Б		
	66	116	124	133	135	148	150	158-4	161-1	114	121	159
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> Foreman										#		
<i>Acaeniotyle(?) glebulosa</i> Foreman												#
<i>Acaeniotyle umbilicata</i> (Rüst)				#			#			#		
<i>Amphipyndax awaensis</i> Nakaseko et Nishimura						#		aff	#	#		
<i>Amphipyndax conicus</i> Nakaseko et Nishimura		#	#	#	#	#	#	#	aff.	aff.		
<i>Amphipyndax mediocris</i> (Tan Sin Hok)	#						aff.		#			
<i>Amphipyndax ex gr. stocki</i> (Campbell et Clark)	#		#		#	#		#	#	#		
<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rüst)*	#							#				
<i>Archaeodictyomitra brouweri</i> (Tan Sin Hok)									#			
<i>Archaeodictyomitra lacrimula</i> (Foreman)*								#		#		
<i>Archaeodictyomitra pseudoscalaris</i> (Tan Sin Hok)	#									#		
<i>Archaeodictyomitra simplex</i> Pessagno			#				aff.			#		
<i>Archaeodictyomitra sliteri</i> Pessagno								#			#	#
<i>Archaeodictyomitra squinaboli</i> Pessagno							#	#				#
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno*									#			
<i>Archaeospongoprimum praelongum</i> Pessagno							cf.					
<i>Archaeospongoprimum tehamaensis</i> Pessagno											aff.	
<i>Cavaspongia antelopensis</i> Pessagno											#	
<i>Cecrops septemporatus</i> (Parona)*							#					
<i>Crolanium pythiae</i> Schaaf*	#											
<i>Crucella cachensis</i> Pessagno	#											
<i>Cryptamphorella conara</i> (Foreman)	#						#					
<i>Cyclastrum luminosum</i> Jud*											#	
<i>Cyrtocapsa grutterinki</i> Tan Sin Hok	#									#		aff.
<i>Diacanthocapsa ancus</i> (Foreman)			#	#		#	#	#		#	#	aff.
<i>Diacanthocapsa brevithorax</i> Dumitrica		#			#							
<i>Diacanthocapsa minima</i> Dumitrica		#			#	aff.						
<i>Diacanthocapsa ovoidea</i> Dumitrica						aff.						
<i>Dictyomitra duodecimcostata</i> (Squinabol)							#		#	#		#
<i>Dictyomitra multicostata</i> Zittel					aff.		#	aff.	aff.	#		
<i>Dictyomitra napaensis</i> Pessagno							#			#		
<i>Dictyomitra(?) urakawensis</i> Taketani	#	#		#			#				#	
<i>Eucyrtis columbaria</i> Renz*	#											
<i>Eucyrtis micropora</i> (Squinabol)*	#						cf.					
<i>Eucyrtis tenuis</i> (Rüst)*	#											
<i>Godia lenticulata</i> Jud			#				#					
<i>Hemicryptocapsa capita</i> Tan Sin Hok*							#					
<i>Hemicryptocapsa pseudopilula</i> Tan Sin Hok	#				#		#					#
<i>Hemicryptocapsa tuberosa</i> Dumitrica			aff.				#			#		
<i>Hexastylurus magnificus</i> (Squinabol)					#						#	
<i>Hexinastrum cretaceum</i> Lipman	#					#						
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica	#				cf.		#	#		#	cf.	#
<i>Holocryptocanium tuberculatum</i> Dumitrica	#											
<i>Kozurium corningensis</i> Pessagno				#								
<i>Mita gracilis</i> (Squinabol)												
<i>Obeliscoites turris</i> (Squinabol)	#											
<i>Obeliscoites perspicuus</i> (Squinabol)		#				#			#			
<i>Orbiculiforma cachensis</i> Pessagno		cf.										
<i>Orbiculiforma mitangula</i> Pessagno	#											
<i>Orbiculiforma nevadaensis</i> Pessagno		aff.										
<i>Fantanelium lanceola</i> (Parona) group*	#						#			#		
<i>Phaseliforma laxa</i> Pessagno			aff.				aff.			#		
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)*	#											
<i>Podocapsa amphitreptera</i> Foreman*	#											
<i>Praeconocaryomma lipmanae</i> Pessagno	#					#		#				
<i>Praeconocaryomma universa</i> Pessagno										#		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)	#											#
<i>Pseudodictyomitra lilae</i> (Tan Sin Hok)*								#				
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> Pessagno	#		aff.									aff.
<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i> Pessagno	#											
<i>Quinquecapsularia spinosa</i> Pessagno					cf.						#	
<i>Rhopalosyrindium mosquense</i> (Smirnova et Al.)						#						
<i>Ristola boesii</i> (Parona)*							#					
<i>Sethocapsaorca</i> Foreman*	#											
<i>Sethocapsa simplex</i> Taketani	aff.									#		aff.
<i>Sethocapsa trachyostraca</i> Foreman*										#		
<i>Sethocapsa kaminogoensis</i> Aita*							#					
<i>Sethocapsa uterculus</i> (Parona)*	#						#			#		

Виды радиолярий	Номера проб											
	толща 3А									толща 3Б		
	66	116	124	133	135	148	150	158-4	161-1	114	121	159
<i>Solenotrima conicum</i> Dumitrica			#									
<i>Solenotrima ichikawai</i> Matsuoka et Yao*												
<i>Spongotripus morenoensis</i> Cambell et Clark		cf.			aff.						#	
<i>Squinabollum fossile</i> (Squinabol)			#									aff.
<i>Stichomitra asymbatos</i> Foreman	#		#									#
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol		#	#	#	#					aff.	#	#
<i>Stichomitra insignis</i> Squinabol			#							aff.		
<i>Stichomitra manifesta</i> Foreman			#							aff.		
<i>Stichomitra tosaensis</i> Nakoseko et Nishimura	aff.						aff.					
<i>Stylosphaera luca</i> Jud*					#							
<i>Syringocapsa spinosa</i> (Squinabol)							#					
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)			#				#		#	#		#
<i>Thanarla elegantissima</i> (Cita)										#		
<i>Thanarla praeveneta</i> Pessagno									#	aff.		aff.
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)	aff.		#				#	#		#		
<i>Theocorys renzae</i> Schaaf*	#						#					
<i>Triactoma hybum</i> Foreman*	#											
<i>Tricapsula costata</i> Wu.									#	#		
<i>Tricolocapsa convexa</i> Yao*						#						
<i>Williriedellum peterschmittae</i> Schaaf*							#					
<i>Williriedellum gilkeyi</i> Dumitrica	#											
<i>Xitus alievi</i> Pessagno											aff.	
<i>Xitus plenus</i> Pessagno				aff.								
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)		#			aff.		#			cf.	#	
<i>Xitus spineus</i> Pessagno		#			#					aff.	cf.	#
<i>Zifoudium lassensis</i> Pessagno			#				#					#
<i>Zifoudium pauperum</i> (Squinabol)												#

зоны послонного расщепления и разлинзования внутри пластин не исключают повторения и более мелких частей разреза. Подобная структурная ситуация исключает уверенную корреляцию этих отложений между различными участками (рис.3,6,7) и, более того, как упоминалось, мы не считаем, что толщи комплекса в разных частях исследованного района коррелируются между собой в принципе, так как нет уверенности в том, что они формировались в единой бассейне.

Толща в целом сложена массивными и слоистыми алевроаргиллитами и алевролитами с редкими слоями песчаников и умеренно-кислых туфов, среди которых в большом количестве залегают тела гравитационных микститов: как отдельные тела галечных (реже - валунных) алевроаргиллитов (0,5-5 м), так и их группы, образующие грубообломочные пачки. В меньшем количестве встречаются слои (0,5-10 м, иногда много более) сходного строения, но включения в них представлены фрагментами разной морфологии (изометричными обломками, обрывками, лоскутами слоистых пачек) и различных размеров (в основном, 1-50 см, но и до гигантских блоков).

Относительное количество слоев гравитационных микститов, характер их распределения в разрезе, их мощности, размер и состав включений, объемное соотношение включений и матрикса меняются в широких пределах и от места к месту, и по разрезу.

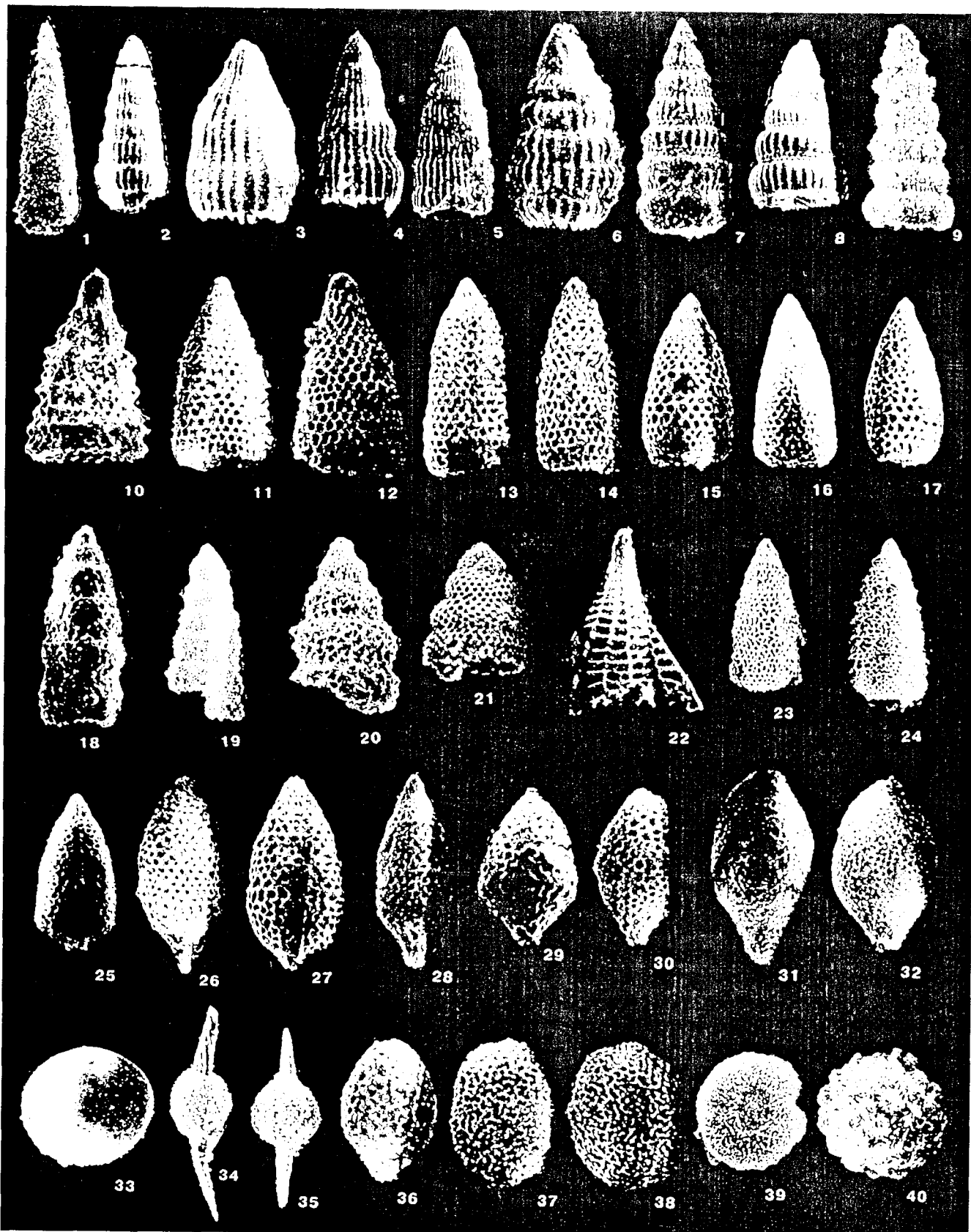
Так, в разрезе на м.Каменистом встречено лишь небольшое количество редко расположенных тел мощностью до 5 м, тогда как на м. Жолмых толща сложена ими практически полностью. Возможно, эти разрезы представляют различные (нижнюю и верхнюю) части единой толщи.

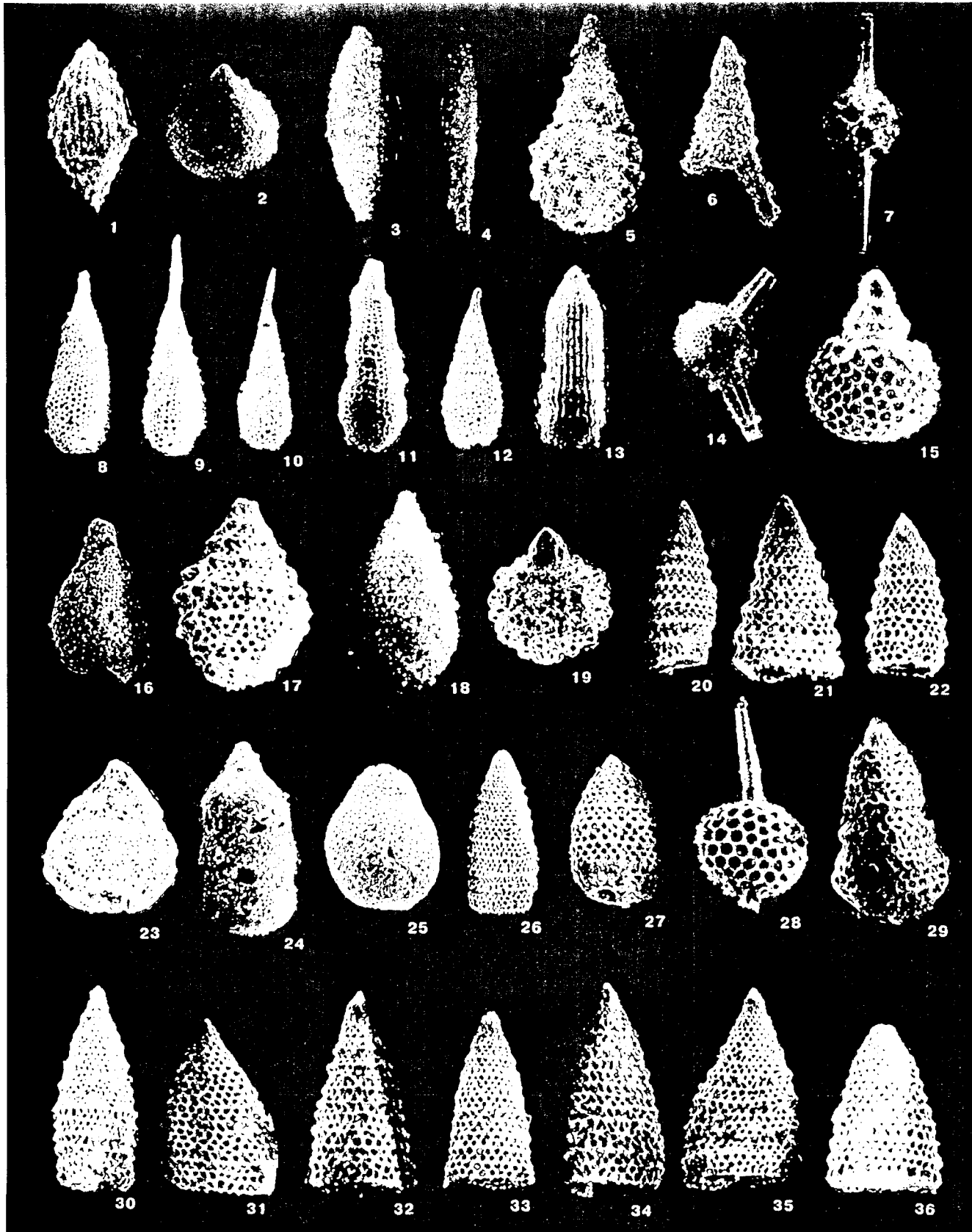
Яркой особенностью толщи являются многочисленные дислокации нелитифицированного осадка. Кроме того, встречаются слои со сложно деформированной, но без нарушения сплошности, слоистой структурой - отложения связанных оползней.

Характер вмещающих отложений также изменяется как от разреза к разрезу, так и внутри них: отдельные разделяющие пачки сложены практически только алевроаргиллитами, другие же содержат маломощные (редко - мощные) слои либо умеренно-кислых туфов, либо песчаников и алевролитов в различном количестве, а иногда и то и другое вместе.

Полученные из нижней и средней частей толщи радиоляриевые комплексы (табл.3, фототабл.1, 2) средней и хорошей сохранности определяют позднеальбский-раннесеноманский возраст отложений.

Галечные (реже валунные) алевроаргиллиты состоят из обломков (размером от мелкой гальки до валунов в разных телах), овальной и изометричной формы и различной степени окатанности, которые равномерно и без упорядоченной ориентировки расположены в песчано-алевроаргиллитовом мат-





пиксе. Матрикс слагает от 20-30% до 70-80% объема породы, хотя встречаются разности, состоящие практически только из матрикса и редко рассредоточенной гальки. Состав обломочного материала галечных алевроаргиллитов весьма изменчив, но обычно основную его часть (до 60-80%) составляют глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые породы: алевроаргиллиты, углисто-глинистые аргиллиты, кремнистые радиоляриевые аргиллиты, кремни, брекчированные кремни, в том числе известковистые. Меньше (20-30%) включений основных вулканитов: гиалобазальтов, базальтовых порфириров и гиалокластитов. Редко и не везде встречаются обломки андезитовых порфириров, туфов среднего и кислого состава, кварцевых алевролитов, песчаников, органогенно-обломочных известняков, переотложенные карбонатные конкреции, валуны мелкогалечно-гравийных алевроаргиллитов и кремнекластитов. Последние сложены почти нацело угловатыми гравийными зернами разнообразных, сильно трещиноватых кремней с небольшим количеством (первые проценты) известняков, основных лав и гиалокластитов, сцементированных скудной глинистой массой.

Общее сложение галечных (валунных) алевроаргиллитов: высокое объемное содержание и характер матрикса (изначально связного состава), характер расположения и ориентировки включений — указывает [33, 38, 45] на формирование их подводными обломочными потоками.

Оползневые отложения диагностируются по деформационной структуре различной сложности (порой весьма запутанной) без нарушения сплошности слоистых пачек.

С одной стороны, имеется постепенный переход оползневых отложений к более сложно устроенным слоям, в которых подобные деформации приводят к нарушению сплошности слоистой пачки (до полной разобщенности ее на фрагменты и лоскуты причудливой формы) и дальнейшему их перемещению и закручиванию в алевроаргиллитовом материале этой же пачки. В этом спектре переходов зафиксированы различные стадии процесса разделения смеси на обломочную компоненту и матрикс связного характера, что свидетельствует о трансформации [38, 39] механизма оползания в механизм обломочного [45] потока. С другой стороны, оползневые отложения явно сходны со слоями с дислокациями нелитифицированного осадка, и нет отчетливых критериев их различения.

К этим же дислокациям мы относим и деформации (следы выпихивания) в основании некоторых слоев галечных и валунных алевроаргиллитов, связанных непосредственно с отложением этих мощных тел. Так, южнее м. Каменистого валунно-галечные алевроаргиллиты залегают как на деформированных подстилающих отложениях в одних частях обнажения, так и на недеформированных в других.

Как оползневые отложения, так и слои с деформациями приурочены к горизонтам микститов, залегая среди них или подстилая отдельные их тела.

Некоторые оползневые образования (в толще южнее м. Скального) имеют мощность несколько десятков метров и включают хаотически расположенные блоки (до 30 x 15 м) слоистых пачек и крупные (до 10 м) глыбы кремней. Очевидно, крупные ополза-

Фотоатблиця 1. Альб-сеноманские радиолярии из грауваккового комплекса (в скобках - номера проб)

- 1.- *Obeliscoites* sp. cf. *O. turris* (Squinabol) (66).
- 2.- *Zifondium lassensis* Pessagno (21-5).
- 3.- *Thanarla praeveneta* Pessagno (21-5).
- 4.- *Dictyomitra napaensis* Pessagno (114).
- 5.- *D. densicostata* Pessagno (161-1).
- 6.- *D. duodecimcostata* (Squinabol) (114).
- 7.- *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno (66).
- 8.- *Pseudodictyomitra* sp. aff. *P. pentacolaensis* Pessagno (124).
- 9.- *Pseudodictyomitra* sp. cf. *P. lodogaensis* Pessagno (66).
- 10.- *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno) (21-5).
11. 12.- *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) (66).
- 13.- *A. awaensis* Nakaseko et Nishimura (21-5).
14. 15.- *A. conicus* Nakaseko et Nishimura (161-1, 89).
16. 17.- *Amphipyndax* spp. (124, 21-5).
- 18.- *Stichomitra communis* Squinabol (124).
19. 20.- *S. asymbatos* Foreman (124).
- 21.- *S. manifesta* Foreman (88).
- 22.- *Dictyodetalus acuticephalus* (Squinabol) (88).
- 23.- *Xitus* (?) sp. (161-1).
- 24.- *Xitus* sp. aff. *X. antelopensis* Pessagno (161-1) 25- 29.- *Pseudoeucyrtis* spp. (148, 161-1, 148, 89, 89) 30.- *Diacanthocapsa ovoidea* Dumitrica (89).
31. 32.- *Pseudoeucyrtis* (?) spp. (89).
- 33.- *Holocryptocanium barbui* Dumitrica (114).
34. 35.- *Archaeospongoprunum* sp. aff. *A. tehamaensis* Pessagno (161-1, 89).
- 36.- *Diacanthocapsa minima* Dumitrica (89).
37. 38.- *Phaseliforma laxa* Pessagno (124, 161-1).
- 39.- *Orbiculiforma nevadaensis* Pessagno (89).
- 40.- *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno (114).

Фотоатблиця 2 Переотложенные (за исключением фиг. 8-12) радиолярии из грауваккового комплекса (в скобках - номера проб)

- 1.- *Archaeodictyomitra lacrimula* (Foreman) (114).
- 2.- *Sethocapsa orca* Foreman (66).
- 3.- *Eucyrtis* sp. cf. *E. micropora* (Squinabol) (66).
- 4.- *E. tenuis* (Ryst) (66) 5.- *E. bulbosa* Renz (?) (161-1).
- 6.- *Crolanium* sp. cf. *C. pythiae* Schaaf (66).
- 7.- *Pantanelium lanceola* (Parona) (66).
- 8-12.- *Obeliscoites perspicuus* (Squinabol) (161-1, 89, 89, 148, 89).
- 13.- *Archaeodictyomitra apiara* (Ryst) (66).
- 14.- *Triatona hybum* Foreman (66).
- 15.- *Sethocapsa uterculus* (Parona) (66).
- 16.- *Eucyrtis columbiana* Renz (66).
- 17.- *Parvicingula usotanensis* Tumanda (21-5).
- 18.- *Theocorys renzae* Schaaf (66).
- 19.- *Sethocapsa trachyostraca* Foreman (21-5).
- 20-22.- *Parvicingula citae* Pessagno (88, 21-5, 89).
- 23.- *Xitus gifuensis* Mizutani (21-5).
- 24.- *Solenotryma ichikawai* Matsuoka et Yao (66).
- 25.- *Stichocapsa convexa* Yao (?) (148).
- 26.- *Ristola* sp. (161-1).
- 27.- *Parvicingula* sp. (161-1).
- 28.- *Xiphostylus* sp. (89).
- 29.- *Pseudoristola* (?) sp. (21-5).
- 30-36.- *Parvicingula* (?) spp. (89, 161-1, 124, 89, 88, 161-1, 124). note two pore rows between the circumferential ridges.

ния затрагивали отложения не только этой толщи, но и всего грауваккового комплекса, и именно они ответственны за отсутствие корреляции одних и тех же элементов разреза даже в простой структурной обстановке, как например, в хорошо обнаженных крыльях крупной антиклинали на побережье у г. Отдельная (рис. 7).

Отложения, вмещающие тела и горизонты микститов, представлены алевроаргиллитами, содержащими слои алевролитов и меньше песчаников, что часто придает им ритмичный облик. Мощность пачек, разделяющих тела микститов колеблется в широких пределах (от нескольких десятков сантиметров до десятков метров); маломощные сложены, как правило, алевроаргиллитами с несколькими слоями алевролитов.

Алевроаргиллиты рассматриваются как фоновые отложения из нефелондного слоя [30, 60, 61], а также низкоплотностных и низкоскоростных суспензионных потоков, постоянно стекающих по склону и каньонам [61, 69].

Алевролиты (2-5 см) характеризуются тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью (совокупностью ламин), предполагается их образование донными [31, 32, 44] течениями.

Песчаники (2-20 см) с градиционной отсортированностью и эрозивной нижней границей содержат *abc*, *ac*, *bc*, *b* и *c* текстуры последовательности А. Боума и отнесены к классическим [73] турбидитам.

Таким образом, толща формировалась в обстановке, где фоновая седиментация прерывалась проникновением в область седиментации турбидитовых потоков, а также несущими несравнимо большие массы обломочного материала оползнями и обломоч-

ными потоками. Подножье внутреннего склона желоба является предопределенной областью формирования толщи.

Состав и характер включений, транспортированных обломочными потоками, показывает, что в место генерации потоков поставлялся предварительно окатанный материал преимущественно из районов, сложенных терригенными и кремнистыми (с базальтами) комплексами (возможно, значительная часть его происходит и из рассматриваемого террейна), и в меньшей степени - с территорий, покрытых средними-кислыми вулканитами и продуктами их переотложения. Очевидно, материал поступал из нескольких питающих провинций.

3В. ТОЛЩА ПЕСЧАНИКОВ мощностью не менее 600 м широко распространена в восточной части полосы обнажений - наиболее полные разрезы ее располагаются к западу от м. Голого, в районе мысов Скальный и Заливный, где она согласно залегает на вышеописанной (рис. 7). Толща состоит из песчаников и в меньшей степени алевроаргиллитов; в небольшом количестве встречены галечные алевроаргиллиты, оползневые отложения и тонкие слои кислых туфов. Выделяются разрезы двух типов: монотонного и контрастного строения.

Толща монотонного строения на м. Заливный (460 м) сложена регулярно повторяющимися песчано-алевроаргиллитовыми ритмами с плавными вариациями мощностей и соотношения песчаник/алевроаргиллит. Мощности ритмов постепенно уменьшаются вверх по разрезу от 50-70 см до 6-10 см, соотношение песчаник/алевроаргиллит также убывает от 1/1 до 1/2.

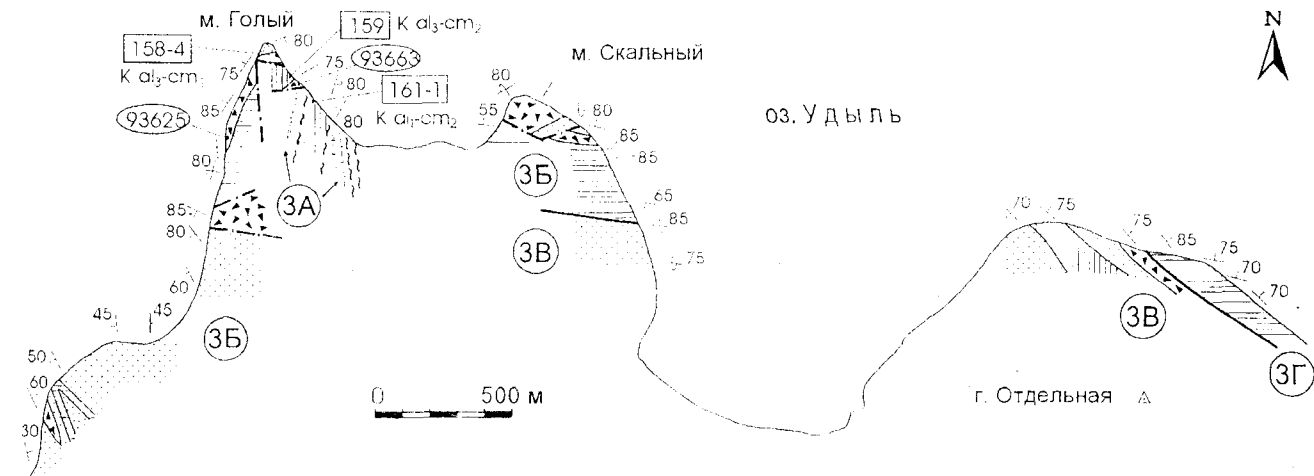


Рис. 7. Стрoение грауваккового комплекса в восточной части полосы обнажений южного берега оз. Удыль. Положение см. на рис. 1. Условные обозначения на рис. 2.

Для мелкозернистых песчаников и алевролитов верхней части разреза характерно отсутствие градационной отсортированности и тонкая горизонтальная и пологоволнистая ламинация, и они интерпретируются как отложения донных течений.

В нижней части толщи песчаники (мелкозернистые и алевролитистые) обладают слабо выраженной градационной отсортированностью и резкой нижней границей. Осадочные текстуры крайне редки. Песчаники с горизонтальной, мелкой косою и конволютной слойчатостью (*b*, *bc* и *c* текстуры А.Боума) интерпретируются как турбидиты. Большинство же слоев, в которых благодаря их гранулометрическому составу текстуры отсутствуют, интерпретируется как незрелые [62] турбидиты.

Слоевые ассоциации этого разреза свидетельствуют о седиментации в обстановке нижней сглаженной части отступающей осадочной лопасти [73] подводного конуса.

Разрезы контрастного строения западнее м.Голого, на м.Скальном севернее г.Отдельной (рис.7) сложены грубослоистыми пакетами (10-40 м) мощных песчано-алевропелитовых ритмов (0,5-3 м) и песчаников (0,5-15 м) и разделяются пачками (5-10 м) алевроаргиллитов с ламинитами и маломощными песчано-алевроаргиллитовыми ритмами. Этот характер строения наиболее ярко выражен западнее м.Голого, где разделяющие тонкослоистые пачки содержат прекрасно отпрепарированные текстуры слоев ламинитов, *d* и *cd* турбидитов.

В грубослоистых пакетах мощные песчано-алевроаргиллитовые ритмы имеют эрозивную нижнюю границу с хорошо сохранившимися следами желобков вымывания и борозд волочения, содержат отторженцы подстилающих слоев, обладают градационной отсортированностью и *abc* (*de*), *ab* (*de*), *ac* (*de*) и *a* (*de*) текстурными последовательностями модели А.Боума. Реже встречаются ритмы с грубой ламинацией, описываемые моделью Lowe [46] Эти ритмы интерпретируются как "проксимальные" [73] турбидиты. Мощные песчаники обладают теми же признаками, но состоят лишь из *a*, реже *ab* интервалов. Нижняя часть их иногда слагается гравийным и более крупным материалом. Они рассматриваются как массивные [73] турбидитовые песчаники.

В разделяющих интервалах распознаются как фоновые отложения из нефелоидного слоя [30, 60, 61], так и *cde*, *bcde*, *bde* и *de* турбидиты и ламиниты [44], которые трактуются как отложения донных (вероятно, контурных) течений.

Типы слоев и характер строения слоевых последовательностей указывают на седиментацию в области ветвящихся каналов [73] средней части турбидитового конуса.

По составу *песчаники* являются истинными [17] граувакками, то есть продуктами разрушения основных и средних вулканитов. Они состоят на 50-95% из обломков пород, полевые шпаты (плагноклаз) и кварц присутствуют в меньшем количестве (рис.8). Обломки пород представлены главным образом основными и средними вулканитами и кремнистыми породами в различных пропорциях.

Тяжелые минералы песчаников также соответствуют основным и средним магматическим породам. Это преимущественно хромит, магнетит, пироксены, роговые обманки, ильменит. Спальческие минералы: циркон, рутил, гранат, турмалин – крайне редки

Туфы, умеренно-кислые и кислые, мощностью до 50 см редко встречаются в разрезах.

Таким образом, формирование толщи предполагается в обстановках средней части турбидитовых конусов у подножья глубоководного склона (внутреннего склона желоба и осевой его части), куда поставлялся материал разрушения кремнистых, вулканогенных и терригенных толщ, возможно, как из локальных источников - всех трех комплексов, так и из отдаленных - других территорий аналогичного состава.

3Г. ТОЛЩА АЛЕВРОАРГИЛЛИТОВ И АЛЕВРОЛИТОВ обнажена на берегу у г.Отдельной, где согласно залегает на толще песчаников (рис.7), и на м.Резиденция Удыльская (рис.1).

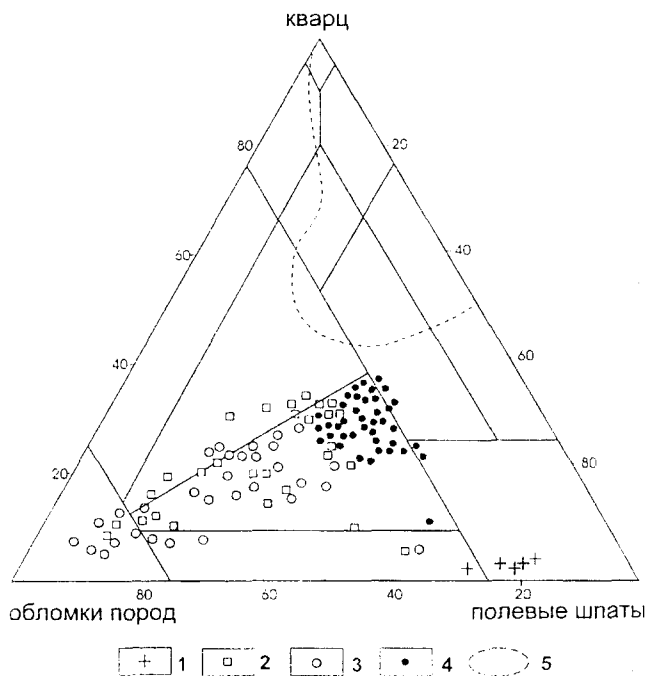


Рис. 8. Породообразующие компоненты песчаников различных комплексов в районе оз.Удилья.

1 - вулканогенно-осадочный комплекс, туфогенно-осадочная толща; 2-3 - граувакковый комплекс, толщи: 2 - микститов и алевроаргиллитов, 3 - песчаников; 4 - аркозный комплекс; 5 - поле составов типичных песчаников Сихотэ-Алиня.

В первом месте она сложена массивными и слоистыми темно-серыми, иногда с зеленоватым оттенком, алевроаргиллитами мощностью около 200 м, с тонкими (до 2 см) слоями тонкозернистых или алевроитовых песчаников, отстоящими друг от друга на десятки сантиметров - несколько метров, и редкими более мощными (25-30 см) слоями мелкозернистых песчаников. Проявленная в песчаниках тонкая горизонтальная и пологоволнистая слойчатость (тонкая ламинация) позволяет считать их отложениями донных течений.

На м.Резиденция Удыльская обнажены сходные отложения большей (525 м) мощности. Здесь толща сложена темно-серыми, почти черными однородными алевроаргиллитами и аргиллитами, содержащими редкие (отстоящие в разрезе на десятки сантиметров - несколько метров) маломощные (не более 2 см) тонкослойчатые алевроаргиллиты, которые особенно хорошо выделяются своей светлой окраской на выветрелых поверхностях обнажений. В отличие от упомянутых выше ламинитов, эти слои сложены преимущественно алевроаргиллитом и тонкая горизонтальная, "рейсфедерная" слойчатость (очень выдержанная даже у микрослойков) обусловлена редко расположенными тонкими нитевидными ламинами алевроитового материала. Формирование подобных ламин связывается с действием течений [32], и эти ламиниты также являются индикаторами действия донных течений [31].

Для массивных аргиллитов и алевроаргиллитов предполагается осаждение из нефелонидного слоя [30, 60, 61], а также из низкоплотностных-низкоскоростных суспензионных потоков, постоянно стекающих по склону и каньонам [61, 69]. В толще отсутствуют отложения турбидитовых и других гравитационных потоков, как и следы оползания. Отмечены крайне редкие следы биотурбации осадка - следы донной фауны ихнофауны *Nereites* [68]. Все это указывает на седиментацию в относительно спокойных гидродинамических условиях на значительных глубинах.

Определение обстановки накопления этой толщи далеко не однозначно. Реконструированные условия могут означать либо седиментацию в более удаленных частях бассейна, либо перемещение активной поставки грубообломочного материала в иные (в данном случае - более глубокие) части бассейна, либо стадию стагнации вследствие эвстатического подъема уровня моря (сокращение площади источников питания и аккумуляция основного объема осадков в мелководной зоне). Мы более склонны предполагать перемещение активной поставки грубой кластики в более глубокие области седиментации, после заполнения аккреционного бассейна небольшого объема или после перемещения этого бассейна

на внутренний склон желоба в процессе субдукционной аккреции, где и накапливалась самая верхняя толща грауваккового комплекса.

Возраст комплекса, установленный по радиоляриям, альбский (позднеальбский) - раннесеноманский.

Датировка по радиоляриям согласуется с возрастом, полученным в этих и других частях комплекса по иноцерамам. При геолого-съемочных работах в алевроаргиллитах м. Жолмых были обнаружены *Inoceramus* sp.aff. *I.interruptus* Krymg., *I.yabei* Nagao et Matsumoto [2]. Позднее А.А.Капица и Е.А.Калинин (устное сообщение) на мысах Санга и Каменистом, а также на м.Резиденция Удыльская определили *Inoceramus* ex gr. *anglicus* Woods, *I.* ex gr. *concentricus* Park и *I.dunveganensis* Mac-Learn. Упоминается также о находке *Inoceramus udylensis* Zonova, близкого к *Langlicus* Woods [11]. Вся эта фауна датирует вмещающие породы альбом, скорее всего поздним, либо альбом-сеноманом.

Кроме того, в "валуноподобных конкрециях" и "линзах" известняков были обнаружены многочисленные окаменелости: на м.Санга - ауцеллы, иноцерамы, аммониты, гастроподы и брахиоподы верхней части волжского яруса, а на м.Скальном - гастроподы и аммониты готерива-баррема [21]. Наши исследования показали, что эти карбонатные породы являются олистолитами. Аналогичные инородные включения органогенно-обломочных известняков на м.Голом и западнее м.Каменистого переполнены остатками мшанок, водорослей, члеников криноидей, обломками других организмов и оолитами, сцементированными тонкозернистым карбонатом с примесью вулканического материала, при этом некоторые из них являются ксенолитами в крупных олистолитах базальтов.

В образце 93625 на м.Голом (рис.7) Л.А.Вискова определила следующие мшанки: *Tetracycloecia multiporosa* Canu et Bassler, *Siphodictyum gracile* Lonsdale, *Haploecia multilamellosa* (Canu et Bassler), *Diplocava incondita* Canu et Bassler, *Discosparsa hirsuta* Walter, *Laterocavea* sp., *Spiropora* sp., *Entalophora* sp.: в образце 93663 (там же) - *Haploecia* sp., *Stignatoechos* sp., *Spiropora* sp., *Entalophora* sp., а в образце 93429 (юго-западнее м. Каменистого) *Haploecia* sp. и *Entalophora* sp. Возраст мшанок - ранний мел, возможно, поздняя юра - ранний мел.

Очевидно, юрские и готерив-барремские датировки [21] не имеют отношения к возрасту терригенных толщ, но имеют важное значение, указывая, что перетолженные известняки принадлежат кремнистому комплексу Киселевско-Маноминского террейна, находясь в ассоциации с базальтами, которые, как установлено в центральной его части [3], слагали гаиты.

Таким образом, граувакковый комплекс образован четырьмя толщами, в последовательной смене которых вверх по разрезу запечатлена направленная смена области седиментации: внешний (океанический) склон → осевая часть (подножье внутреннего склона) → внутренний склон глубоководного желоба на конвергентной границе.

Обломочный материал поставлялся сюда из различных питающих провинций, преимущественно из сложенных кремнистыми и терригенными комплексами и, в меньшей степени – из области распространения средних-кислых вулканитов. Значительная часть этого материала получена и в результате разрушения выведенных на дневную поверхность или уровень мелководья (судя по окатанности многих включений) фрагментов Киселевско-Маноминского террейна, на что указывают переотложенные известняки кремнистого комплекса и многочисленные карбонатные конкреции грауваккового.

4. АРКОЗОВЫЙ КОМПЛЕКС ЖУРАВЛЕВСКО-ТУМНИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Комплекс изучен на левом берегу р.Амур, вдоль протоки Вассинская и на правом берегу возле сел Монгол и Савинское (рис. 2). Мощность комплекса составляет несколько километров, но здесь рассмотрена лишь его часть (около 1000 м), которая относится к ларгасинской свите. Отложения залегают в простой тектонической структуре, слагая моноклинали, круто (50- 70°) падающие на запад-северо-запад. В нижней части изученных разрезов преобладают песчаники, а в верхней - алевролиты и алевроаргиллиты с примесью песчаного материала.

Слои песчаников, иногда гравийных в основании (1-2 м), с *a, ab, abde, bc* текстурами А.Боума образуют пакеты мощностью несколько метров-несколько десятков м, разделенные интервалами меньшей мощности, в которых преобладают маломощные слои с *bcd, bde, cde* текстурами. По текстурным особенностям слоев и характеру их последовательности нижняя песчаная толща сходна с толщей песчаников контрастного строения грауваккового комплекса. Устанавливаются те же обстановки седиментации в пределах средней части турбидитового конуса.

Алевроаргиллиты как разделяющих пачек, так и верхней части толщи, в отличие от тех же пород грауваккового комплекса, характеризуются высокой степенью биотурбации (ходы плоедов не только горизонтальные, но и вертикальные) с полной дезинтеграцией слоистой структуры и перемешиванием глинистого материала с песчаным. Это указывает на более мелководные условия накопления аркозового комплекса.

В нижней части ларгасинской свиты в районе Вассинской протоки найдена альб-сеноманская макрофауна, а в верхней - раннесеноманская [2. 8. 21], то есть возраст этого комплекса такой же, как и грауваккового.

По составу же песчаники резко отличаются от песчаников грауваккового комплекса и сложены главным образом продуктами разрушения гранитно-метаморфических пород (кварцем, калишпатами, плагиоклазами, обломками гранитов, гнейсов) и не содержат вулканического материала - ни пирокластического, ни эпикластического (вулканомиктового). Ранее было установлено его образование в эпиконтинентальном морском бассейне за счет размыва зрелой континентальной коры гранитно-метаморфического состава [14].

ТЕКТОНИКА

ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ

Фрагментарная обнаженность не позволяет полностью расшифровать структуру территории, но основные особенности строения устанавливаются вполне определенно. На изученной площади, разделяясь зонами интенсивного послойного расщепления и линзования пород, чередуются поля разной ширины, сложенные различными фациальными комплексами, залегающими либо круто моноклиально, либо образующими серии складок. Это позволяет считать основной особенностью структуры ее чешуйчато-надвиговой характер и рассматривать в качестве основных структурных элементов крутозалегающие тектонические пластины. Контакты между пластинами не всегда обнажены, но тектоническое совмещение пластин в некоторых случаях надежно определяется по повторению одних и тех же фрагментов разреза в одинаковой последовательности, что подтверждено датировками по радиоляриям (район м.Контаку). Большинство пластин не прослеживаются на значительные расстояния по простиранию, что свидетельствует об их линзовидных ограничениях.

Структура в целом (рис.9) протягивается в северо-восточном направлении, совпадающем с общим простиранием террейна; но локальные отклонения простирания достигают значительной величины -некоторые пластины развернуты (как по часовой стрелке, так и против) до поперечного положения (мысы Резиденция Удыльская, Контаку, Каменистый). Эти развороты носят характер достаточно крутых изломов, что указывает на сложные сочленения пластин, характерные для сдвиговых дуплексов, и позволяет трактовать структуру в целом как чешуйчато-надвиговую.

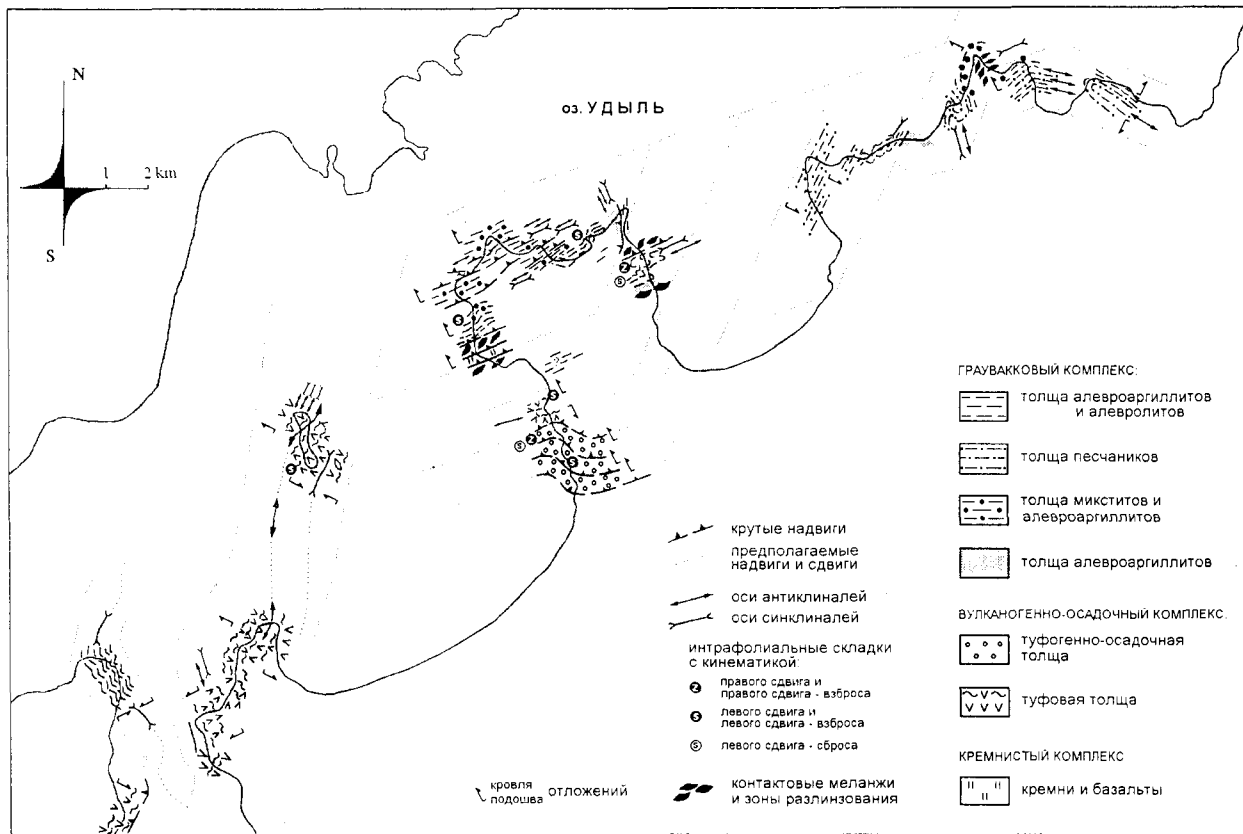


Рис. 9. Тектоническая схема восточного фланга Киселевско-Маноминского террейна.

осложненную складчатостью и имеющую в плане картину крупного правосдвигового(?) дуплекса.

Залегание пластин и слоев внутри них крутое, до вертикального (70° - 90°), и лишь на отдельных участках более пологое (30° - 60°). Для участков моноклинального залегания (с учетом разворота пластин до регионального простирания) устанавливается положение кровли отложений на северо-западе. Таким образом, северо-западные пластины расположены структурно выше.

От центральной части Киселевско-Маноминского террейна, сложенной преимущественно кремнистым комплексом, образующим пакет тектонических пластин [9], восточный фланг отличается большей сложностью и нерегулярностью структуры и разнообразием слагающих комплексов. Здесь отсутствует единый план деформаций - каждая пластина обладает своими особенностями: асимметрией, степенью и характером расчленения, своим набором складок разного типа и масштаба.

ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ различного типа и масштаба с различно ориентированными структурными элементами распределены весьма неравномерно.

Установлены складки следующих типов:

1) изоклинальные крупные (с мощностью крыльев в несколько сотен метров) с субвертикальными осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами, меняющие полярность: кровля-подошва;

2) открытые, менее крупные, с субгоризонтальными осевыми поверхностями и шарнирами, отклоняющие падение слоев в обе стороны от вертикального, что приводит к смене нормального залегания на опрокинутое без смены полярности: кровля - подошва;

3) открытые складки различного масштаба (амплитуда: дециметры - десятки метров) с субвертикальными осевыми поверхностями и крутопадающими шарнирами, отклоняющие простирание слоев и создающие зигзагообразный рисунок в плане, что отчетливо проявлено на м. Резиденция Удыльская.

4) интрафолиальные асимметричные S- и Z-образные (в плане и сечении) складки (амплитуда смыкающего крыла от 10 см до нескольких метров) с различной ориентировкой шарниров, указывающие на смещения вдоль слоистости. Наиболее крупные асимметричные складки с амплитудой смыкающего крыла в несколько сотен метров установлены в пересечении на участке м. Адамы - м. Скотный Двор.

Изоклиналильные складки, проявленные спорадично, очевидно, наиболее ранние, поскольку в некоторых случаях установлена их деформация другими складками. Не исключено, что им синхронны интрафолиальные складки. Об относительном возрасте других складок судить сложно, вследствие их спорадической проявленности, изменчивости морфологической выраженности и структурных парагенезисов (соотношения морфологических элементов складок с различной сланцеватостью и кливажом) от пластины к пластине.

По асимметрии и ориентировке шарниров интрафолиальных асимметричных складок, с амплитудой смыкающего крыла 0,5-3 м определяется различная кинематика смещений вдоль поверхности слоистости - как надвиговая (кровля отложений взброшена на подошву), так и противоположного знака, а также сдвиговая. Систематической картины смещений не установлено, что отчасти объяснимо как последующими складчатыми деформациями, так и сложностью различения в небольших обнажениях асимметричных складок и складок, осложняющих крылья изоклиналей.

РАССЛАНЦЕВАНИЕ И РАЗЛИНЗОВАНИЕ отложенной различной интенсивности являются специфической особенностью структуры этой части террейна, распространены широко, но носят зональный характер, будучи приурочены, главным образом, к границам комплексов и толщ, хотя некоторые мощные фрагменты разрезов, например на м. Жолмых, затронуты сплошным интенсивным рассланцеванием и разлинзованием.

Сланцеватость различной интенсивности ориентирована в основном послойно. Она почти всегда деформирована складками второго и третьего типа. В некоторых обнажениях (м. Голый) в крупные изоклинали смяты уже рассланцованные и разлинзованные отложения, что указывает на образование этой сланцеватости на самой ранней стадии формирования структуры. В других случаях ориентировка сланцеватости близка ориентировке осевых поверхностей изоклиналильных складок. Вероятно, природа сланцеватости и ее относительный возраст не одинаковы в разных пластинах.

Зоны разлинзования (шириной от нескольких десятков до сотен метров) представляют собой тектоническое чередование тонких (мощностью несколько метров) полос и крупных линз различных отложений. Наиболее распространено чередование оливково-серых гемипелагических алевроаргиллитов нижней толщи грауваккового комплекса и алевроаргиллитов вышележащей толщи. В некоторых случаях строение этих зон близко структуре контактового меланжа (в кровле и подошве пластины кремней м. Красного).

Послойные рассланцевание и разлинзование указывают на послойный характер срывов, разделяющих пластины, что и позволяет рассматривать их как крутозалегающие надвиги.

ПОЗДНИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ проявлены широко и осложняют раннюю деформационную структуру комплекса, придавая ей иногда блоковый характер. Наиболее эффективны сдвиги в туфовой толще на м. Адами по частым (2-10 см) субвертикальным плоскостям устойчивого простирания, ориентированным на одних участках субпараллельно слоистости, а на других - секущих ее под различными углами. В первом случае некоторые маркирующие слои, разбитые на удлиненные ромбоиды, растащены на значительное расстояние в плоскости слоистости; во втором - толща разбита на ромбы с различным соотношением длин граней, определяемым мощностью слоев и частотой плоскостей смещения, при этом порой сложно даже установить, какие грани являются поверхностями слоистости. Подобные сдвиги, возможно, отражают этап формирования сдвигового дуплекса.

Частые (через 0,3-3 см) субвертикальные поверхности делимости с небольшими амплитудами смещения установлены на м. Резиденция Удыльская, где их простирание крайне устойчиво и отличается на различный угол от простирания слоев, смятых в зигзагообразные в плане складки. Обилие тонких пластин с косо расположенными внутри них слоями является здесь результатом позднего, диагонального по отношению к простиранию толщ сдвигового смещения по многочисленным поверхностям в широкой зоне, которое может быть достаточно велико.

Многочисленные поперечные крутые сбросы и взбросы со сдвиговой компонентой, с амплитудой смещения метры - первые десятки метров, дополнительно осложняют структуру террейна.

Таким образом, структура террейна сформирована разнотипными и разновозрастными дислокациями, но его начальный структурный каркас (пакет пластин) создан чешуйчатыми надвигами.

АСИММЕТРИЯ СТРУКТУРЫ И КИНЕМАТИКА ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

В связи с тем, что пластины залегают субвертикально, а часть из них деформирована в изоклиналильные складки с субвертикальными осевыми поверхностями, общая асимметрия структуры выражена не столь отчетливо, и вопрос общей вергентности и восстановления направления тектонических движений (перемещения горных масс) требует рассмотрения.

Отмеченное положение кровли на северо-западе для пластин с моноклиналильным залеганием

отложений позволяет рассматривать структуру в целом как асимметричную и предполагать перемещение масс в юго-восточном направлении - надвигании северо-западных пластин на юго-восточные (структурно более низкие). Часть крупных и мелких асимметричных складок также свидетельствуют о такой кинематике. Формирование структуры праводвигового(?) дуплекса, возможно, происходило как в процессе совмещения пластин, так и позднее.

ПРОБЛЕМА СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ И БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

Проблема структурных этажей имеет прямое отношение к подходу при определении времени формирования структуры террейна.

Кластические отложения района ранее выделялись в верхний структурный этаж и показывалось их залегание с угловым несогласием и базальными конгломератами на киселевской свите, относимой к нижнему этажу [19]. Как установлено нами, граувакковый комплекс затронут расланцеванием и деформирован не меньше (а местами и сильнее), чем более древние отложения. Для пластин, сложенных кремнистым и вулканогенно-осадочным комплексами, характерен более простой стиль строения - они либо залегают моноклиinally и отчасти осложнены описанными открытыми складками двух типов (м.Красный, м.Контак), либо смяты в крупные асимметричные складки (м.Адами).

При тщательном и целенаправленном обследовании мест установленных несогласий с базальными конгломератами (м.Голый, м.Каменный) выяснилось, что за базальными конгломератами были приняты отдельные тела галечных алевроаргиллитов. Более того, эти тела залегают (и согласно!) не на отложениях, которые принято относить к киселевской свите, а на алевроаргиллитах альб-сеноманского возраста, как и многочисленные тела этого типа.

Таким образом, кластические отложения включены в чешуйчато-надвиговую структуру, а не образуют покровного комплекса, что принципиально важно при определении времени формирования структуры.

ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСОВ РАДИОЛЯРИЙ

ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ

Альб-сеноманские комплексы радиолярий нижних двух толщ грауваккового комплекса включают значительное количество доальбских, доаптеких, добарремских и более древних видов (помеченных знаком * в табл.3, фототабл. 2), что указывает на переотложение радиоляриевых раковин. Поскольку породы, подвергшиеся растворению, не содержат переотложенных частиц, которые могли бы вмещать

радиолярии (распространенный способ переотложения радиолярий), что тщательно контролировалось при обработке образцов, и переотложенные формы в большинстве случаев обладают лучшей сохранностью, чем в образцах, где они находятся *in situ*, устанавливается переотложение только радиоляриевых раковин из нелитифицированных более древних осадков. Лучшая сохранность переотложенных радиолярий в более молодых породах связана в данном случае лишь с разницей диагенетических изменений (отсутствие замещения скелетов пренитом и кальцитом), но именно это и указывает на их переотложение из нелитифицированных осадков.

Предполагается, что радиолярии переотлагались главным образом донными течениями, следы которых зафиксированы в этих отложениях, и в меньшей степени - турбидитовыми потоками. Подобное явление должно быть крайне специфично для аккреционных комплексов, особенно для их отложений, формировавшихся на океаническом валу - внешнем (океаническом) склоне желоба. Даже незначительный размыв течениями маломощных, но значительного стратиграфического объема, пелагических отложений может привести к смешению нескольких разновозрастных комплексов

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ РАДИОЛЯРИЕВЫХ СООБЩЕСТВ

Выделенные из различных частей разреза обильные комплексы радиолярий позволяют оценить принадлежность ископаемых радиоляриевых сообществ различным биогеографическим провинциям.

Валанжинские комплексы содержат обилие видов Тетической провинции. Особенно показательны комплексы из кремней центральной части террейна, в которых многочисленные *Pantaneliidae* явно преобладают над *Parvicingulidae*, что подтверждает принадлежность этих радиоляриевых сообществ низким широтам, если этот критерий, установленный для юрских сообществ [58, 59], применим к раннемеловым.

По общей таксономической структуре альб-сеноманские комплексы радиолярий обладают значительным сходством с баррем-раннеаптекими комплексами абиссальной равнины Арго к северо-западу от Австралии, принадлежавшими в упомянутое время провинции южных высоких широт [29]. Они также содержат значительное число видов родов *Pseudoeucyrtis* и *Eusyringium*, которые интерпретируются в данном случае как индикаторы высоких широт Северного полушария. Разнообразные и многочисленные представители рода *Amphipyndax* в совокупности с большим числом "губчатых" форм (*Orbiculiforma* и *Phaseliforma*) также указывают на высокие северные широты. *Parvicingulidae*, явно

преобладающие над Pantanellidae, составляют значительную (до преобладающей) компоненту радиоляриевых комплексов, что также может служить индикатором Бореальной области. Единственная, связанная с этим проблема заключается в неясном возрасте многочисленных неописанных видов этого семейства. Большинство видов родов *Parvicingula* и *Ristola* известны до готерива, и лишь редкие из них продолжают существование в более позднее время. Установленное переотложение радиолярий (в том числе и упомянутых родов) указывает на возможность переотложения всех *Parvicingulidae*, тогда эта интерпретация должна быть применена к подстилающим (очевидно, послеваланжинским) толщам, предполагаемому источнику переотложенных форм. Но пробы из них содержат лишь редкие *Parvicingulidae*, что позволяет считать многочисленных представителей этого семейства в альб-сеноманских комплексах находящимися *in situ* и принадлежностью именно этих сообществ. Следует отметить специфику этих предположительно альб-сеноманских видов - в отличие от большинства известных *Parvicingula* и *Ristola*, они содержат либо два, либо четыре ряда пор между кольцевыми ребрами (фототабл.2, фиг.30-36), что вероятно является отражением провинциализма. По мнению В.С.Вишневецкой (устное сообщение), эти альб-сеноманские радиоляриевые сообщества, отличающиеся от одновозрастных сообществ Корякии, вероятнее обитали в умеренно высоких северных широтах.

Таким образом, разновозрастные фациальные комплексы террейна характеризуются ископаемыми радиоляриевыми сообществами различных биогеографических провинций - низких широт и умеренно высоких северных широт.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА

В этой главе рассматриваются наиболее важные аспекты субдукционной аккреции и формирования террейна как аккреционной призмы Хингано-Охотской аккреционной системы.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ТЕРРЕЙНА: ОТ ОТКРЫТОГО ОКЕАНА ДО КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЫ

Установленная возрастная последовательность формирования литофациальных комплексов крайне важна для палеогеографической интерпретации стратиграфической летописи террейна. Эта последовательность, если из ее вулканогенно-осадочного комплекса исключить вулканогенную составляющую, оставив только фоновые отложения, оказывается идентичной последовательности: кремни - кластика (chert-clastics sequence, *sensu* Matsuoka & Yao

[49]), но не полной, без подстилающих кремнистых аргиллитов, а также нарушенной (нет полной последовательности ни в одном разрезе). В ней зарегистрирована последовательная смена вверх по разрезу отложений обширных областей седиментации: пелагиаль → гемипелагиаль → конвергентная граница плит. В этой последовательности отражено перемещение океанической плиты в направлении зоны субдукции, где океанические отложения перекрывались кластическими в различных частях желоба - от его внешнего склона до внутреннего (континентального подножья) и включались в сложную чешуйчато-надвиговую структуру. В рассматриваемом случае ситуация осложнена островодужными отложениями, формировавшимися в гемипелагической области, и именно они перекрываются кластикой.

Перемещение океанической плиты оценивается весьма значительной величиной, поскольку компонента смещения только в северном направлении достаточно велика - от низких широт до умеренно высоких, как это устанавливается по ископаемым радиоляриевым сообществам различных фациальных комплексов. Подсчитанные скорости смещения в северном направлении (6-10 см/год) не противоречат реконструкциям перемещения плит Пацифики в меловое время [37].

АККРЕЦИОННАЯ ПРИРОДА ТЕРРЕЙНА И ВРЕМЯ СУБДУКЦИОННОЙ АККРЕЦИИ

Общие особенности структуры восточного фланга террейна: совмещение образовавшихся на значительном удалении друг от друга фациальных комплексов океана и окраины континента, чешуйчато-надвиговое строение, многоэтапность деформаций и разноплановость структурного стиля -- характерны как для современных, так и для древних аккреционных призм, формирование которых определяется субдукцией океанической плиты.

Общая асимметрия тектонической структуры изученного района и установленное направление перемещения пластин свидетельствуют о субдукции океанической плиты, перемещавшейся в западном-северо-западном направлении и о наращивании аккреционной призмы к юго-востоку.

Время аккреционных процессов (определяемое в интервале: время смены гемипелагических отложений толщи 3А кластическими толщи 3Б -- время формирования наиболее молодых отложений толщи алевроаргиллитов 3Г, включенных в чешуйчато-надвиговую структуру) устанавливается как позднеальбское-раннесеноманское.

Все это позволяет рассматривать террейн в качестве аккреционной призмы, образовавшейся в позднем альбе-раннем сеномане, самой молодой из

известных на территории континентальной части Дальнего Востока.

Время ее формирования соответствует времени основной вулканической активности (формирования кислых вулканитов и их туфов) Хингано-Охотского вулканического пояса [5], зарегистрированной в маломощных слоях кислых туфов грауваккового комплекса, что позволяет рассматривать их как синхронно формировавшиеся элементы единой аккреционной системы - позднемезозойской активной континентальной окраины Азиатского материка.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС: ФРАГМЕНТ ЭПИОКЕАНИЧЕСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЕ

Выделенный готерив-альбский вулканогенно-осадочный комплекс кластического шлейфа (фрагмент преддугового/тылового прогиба) островной дуги, заложившейся в гемипелагической области океана, является специфической особенностью восточного фланга Киселевско-Маноминского террейна. В центральной части террейна отложения, одновозрастные с готерив-раннебарремской туфовой толщей (возрастные аналоги туфогенно-осадочной отсутствуют), представлены пелагическими кремнями [9, 24] с внутриплитными океаническими щелочными базальтами [3], а редкие тонкие слои туфов среднего состава не установленного возраста присутствуют только в одной IV пластине [9], что указывает на значительную былую разобщенность этих океанических областей, значительную амплитуду перемещения океанической плиты при формировании этой аккреционной призмы и ортогональное - косое расположение островной дуги относительно конвергентной границы.

Аналогичные островодужные комплексы установлены в аккреционных клиньях Северного Приохотья [20] и Восточного Сахалина [6]. Возможно, эти островодужные фрагменты, "впечатанные" в различные аккреционные призмы, составляли ранее единую гирлянду островных дуг близкого возраста в гемипелагической области океанической плиты, поглощавшейся вдоль восточной окраины Азиатского материка.

ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ ОБЛАСТИ ГРАУВАККОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ: СООТНОШЕНИЕ ЛОКАЛЬНОГО И УДАЛЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Терригенный граувакковый комплекс террейна является уникальным для территории Сихотэ-Алиня, не имея аналогов в соседних областях, в которых меловые терригенные отложения характеризуются явно выраженным аркозовым составом песчаников и более простой тектонической структурой [14], как и изученный нами альб-сеноманский аркозовый комплекс. Последний распространен в северном Сихотэ-

Алине гораздо шире - как к северу, так и к югу от изученной территории, входя в состав иных тектонических элементов. Область накопления граувакк, таким образом, слагает небольшое пятно в более обширной области аркозовой седиментации. Эта особенность крайне необычна, поскольку в большинстве случаев песчаники аккреционных призм, современных и древних, отличаются большей "аркозовостью" по сравнению с песчаниками преддуговых прогибов [35].

Полученные знания о центральной части [9] и восточном фланге террейна позволяют понять причины подмеченного своеобразия и объяснить происхождение этой области. Как нами установлено, в область седиментации на конвергентной границе (осевая часть желоба и подножье внутреннего склона) поступал кластический материал из различных провинций, сложенных 1) средними-кислыми вулканитами и продуктами их переотложения и 2) кластическими и вулканогенно-кремнистыми толщами. При этом из вторых источников (как локальных, так и возможных удаленных) поставлялось неизмеримо большее количество материала. Для понимания специфики седиментации необходимо оценить относительный вклад различных источников кластики.

В качестве вулканической питающей провинции (1) однозначно определяется синхронно формирующийся Хингано-Охотский вулканический пояс, который залегает на гетерогенном фундаменте [53] - как на метаморфических толщах и гранитоидах Буренского массива, так и на более древней аккреционной призме Баджальского террейна. Видимо, часть, хотя и малая, обломков кремнистых (особенно кремнекластитов) и глинистых пород и базальтов попала в область седиментации и из Баджальского террейна. Поскольку в кластике грауваккового комплекса обломков кислых и средних вулканитов крайне мало, а продуктов разрушения гранитно-метаморфического фундамента вулканического пояса и вовсе нет, выясняется, что эта преддуговая область седиментации была практически отрезана от удаленных источников обломочного материала, и прежде всего - от вулканической дуги, обычно являющейся основным его поставщиком [34]. Это подтверждается и тем, что в центральной части террейна пластины этой аккреционной призмы сложены исключительно пелагическими и гемипелагическими отложениями, а терригенные отсутствуют [9]. Все это показывает, что основным источником кластики грауваккового комплекса является локальный источник - выведенные на мелководье или дневную поверхность фрагменты этого же террейна, чем и объясняется существование небольшой области граувакковой седиментации в пределах обширной аркозовой.

Единственной причиной накопления грауваккового комплекса именно в этой части Киселевско-Маноминского террейна и отсутствия в других частях видится коллизия фрагмента эпиконтинентальной островной дуги с аккреционным комплексом в районе глубоководного желоба, из-за чего ранее сформировавшиеся фациальные комплексы были выведены на поверхность и подверглись интенсивному разрушению. Интересно отметить, что вклад вулканогенно-осадочного комплекса в петрофонд терригенного грауваккового не велик.

Малым поступлением кластики из питающей провинции объяснимы и состав этого террейна, сложенного компактно расположенными пластинами океанических отложений, и небольшая ширина террейна с ее увеличением в районе коллизии: дуга-аккреционная призма, где появляется локальный источник обломочного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: СПЕЦИФИКА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Проведенное исследование восточного фланга Киселевско-Маноминского террейна, сформировавшегося в альбе-сеномане как аккреционный клин Хингано-Охотской аккреционной системы в результате субдукции океанической плиты под восточную окраину Азиатского материка, позволяет установить ряд специфических особенностей этой наиболее молодой на Сихотэ-Алине аккреционной призмы:

1) в ее состав включен фрагмент эпиконтинентальной островной дуги, сформированной в готериве – барреме в гемипелагической области седиментации;

2) в структуру ее практически не включены кластические отложения, поставляемые с Хингано-Охотского вулканического пояса - синхронного элемента этой же аккреционной системы;

3) она характеризуется небольшой (5-15 км) шириной и граувакковым составом обломочных отложений, известных только в наиболее широкой ее части, что объяснимо изоляцией области седиментации от вулканической питающей провинции и коллизией: дуга - аккреционный клин в районе желоба.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 95-05-15187).

The research described in this publication was made possible in part by Grant RKI000 from the International Science Foundation and Grant RKI300 from the International Science Foundation and Russian Government.

Авторы считают приятным долгом выразить сердечную благодарность Е.А.Висковой, взявшей на себя труд по определению мшанок, а также В.С.Вишневской, А.Матсуоке, Ш.Горичан, П.Думитрике, П.Баумгартнеру, Л.О.Догерти за ценные комментарии, касающиеся диагностики отдельных видов радиолярний и палеобиогеографической принадлежности комплексов.

Крайне полезными для нас были конструктивные замечания Г.Л.Кирилловой и Л.И.Попеко, ознакомившихся, несмотря на огромную занятость, с рукописью статьи, что позволило значительно улучшить изложение материала и стиль аргументации.

ЛИТЕРАТУРА

- Брагин Н.Ю. Радиолярнии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с. (Труды ГИН АН СССР, вып.469)
- Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977 (Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, Т. 242).
- Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь)//Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 83-96.
- Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Михайлик Е.В., Филиппов А.Н. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алинь//Геосинклинальные формации Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 98-110.
- Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966.
- Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А. Первая находка бонинитов на о.Сахалин//Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 6. С. 709-712.
- Горожанина Н.Е. Генетические типы вулканогенно-обломочных пород Ирединского островодужного комплекса на Южном Урале//Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 99-112.
- Зюнова Т.Д. Меловые иноперамиды Сихотэ-Алинь и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С. 42-52.
- Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России//Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74-82.
- Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба //Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443-1445.
- Кайдалов В.А. К вопросу о стратиграфии меловых отложений Нижнего Приамурья//Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещ. Хабаровск, 1990. С.236-239.

12. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье)// Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещ. Хабаровск, 1990. С. 175-177.
13. Леонов М.Г. Олигоценостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 344)
14. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Михайлик Е.В. и др. Терригенные породы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989.
15. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500000 и объяснительная записка. Хабаровск, 1988.
16. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск, 1989. 47 с.
17. Пеггиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники М.: Мир, 1976. 535 с.
18. Решения III межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982.
19. Синюков В.И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986.
20. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992 (Труды ГИН РАН; Вып. 479).
21. Тучков И.И. Новая стратиграфическая схема мезозойских отложений Нижнего Приамурья//Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 3. С. 3-22.
22. Фаркуарсон Г.В., Хамер Р.Д., Инесон Дж. Р. Прокенальное вулканокластическое осадкоотложение в меловом задуговом бассейне северной части Антарктического полуострова // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 342-359.
23. Ханчук А.И., Панченко Н.В., Кемкин Н.В. Геодинамическое развитие Сихотэ-Алия в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989.
24. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья//Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 5. С. 666-671.
25. Ямада Э. Подводные пирокластические потоки: развитие и отложения//Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 52-64.
26. Aita Y. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoki with reference to selected section in Lombardy basin and Sicily//Science Reports of the Tohoku University. Second series (Geology) 58, 1987. N 1. P.1-97.
27. Aita Y., Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Cretaceous strata of Japan and Tathyan redions//Micropaleontology 32, N 2. P. 97-128.
28. Baumgartner P.O. 1984. A middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites// Eclogae geologicae Helvetiae. 1986. 77. N 3. P. 729-841.
29. Baumgartner P.O. 1992. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy and Biogeography off Nortwestern Australia (ODP sites 765 and DSOP site 261). Argo abyssal plain and Lower Exmouth plateau//Gradstein F.M. et al., (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. V.123. P. 299-342. National Science Foundation, Joint Oceanographic Institutions, Inc.
30. Biscaye P.E., Eitrem S.L. Suspended particulate loads in the nepheloid layer of the abissal Atlantic ocean //Marine Geology. 1977. V. 23. N 1. P.155-172.
31. Bouma A.H. Fossil contourites in Lower Niesenflysh//J. Sedimentary Petrology. 1972. V.42. N 4.P. 917-921.
32. Bridge J.S. Origin of horizontal lamination under turbulent boundary layers//Sedimentary Geology. 1978.V. 20.N 1.P.1- 16.
33. Crowell J.G. Origin of pebbly mudstone//Geol. Soc.Am. Bull. 1957. V. 68. N 8. P. 993 - 1010.
34. Dickinson W.R., Seelly D.R. Structure and stratigraphy of forearc regions//Am.Assoc.Petrol.Geol. Bull. 1979. V.63. N 1. P. 2 - 31.
35. Dickinson W.R., Suezek C.A. Plate tectonics and sandstone composition//Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. N 12. P. 2164-2182.
36. Dumitrica P. Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania//Revue Roumaine de Géol., Géophys., Géograph., Sér.de Géologie 14. N. 1. P.45-124.
37. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin// Geol.Soc.Am. Spec.Paper 206. 1985. 59 p.
38. Fisher R.V. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits//J. Sedimentary Petrology. 1971. V. 41. N 4. P. 916-927.
39. Fisher R.V. Flow transformation in sediment gravity flows// Geology. 1983. V. 11. N 5. P. 273-274.
40. Fisher R.V. Submarine volcanoclastic rocks//Marginal basin geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Oxford et al.: Blackwell Sci. Publ. 1984. P. 5-27.
41. Foreman H.P. Radiolaria from the North Pacific. Deep Sea Drilling Project. Leg 32//Larson R.L. Moberly R. et al. (eds.) Initial Reports of DSDP. 1975. V. 32.P. 579-676. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C.
42. Gorican Š. Jurassic and Cretaceous Radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). Mémoires de Géologie (Lausanne).1994. V. 18. P. 1-177.
43. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys//Mémoires de Géologie (Lausanne) 1994. V. 19. P. 1-147.
44. Lombards A. Laminites: a structure of flysh-type sediments //J. Sedimentary Petrology.1963. V.33. N 1. P.14 -22.
45. Lowe D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to flows and deposits//Geology of continental slopes: SEPM Spec. Pub. N 27. Tulsa. 1979. P.75 - 82.
46. Lowe D.R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents//J.Sedimentary Petrology.1982.V. 52.N 1.P. 279 - 297.
47. Matsuda K., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic Pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone//Tectonics.1991.V.10. N 2. P.475-499.

48. Matsuoka A., Yao A. Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan//Journal of Geosciences, Osaka City University, 1985. V. 28. P. 125-145.
49. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane// Ichikawa K. et al. (eds). Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Publication of IGCP Project 224. 1990. P. 203-216. Osaka.
50. Mizutani S. A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan//Bulletin of Mizunami Fossil Museum, 1981. V.8. P. 147-190.
51. Moore J.C., Watkins J.S., McMillen K.J. et al. Facies belt of the Middle America trench and forearc region, southern Mexico: Results from Leg 66 DSDP // Leggett J.K. (ed.) Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins: Geol. Soc. London Pub. N 10. 1984. P. 77-94. Blackwell Scientific Publication, London.
52. Nakaseko K., Nishimura A. Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // Science Reports, College of General Education, Osaka University, 1981. V. 30. N 2. P. 133-203.
53. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia// The Island Arc. 1993. V.2. N 1. P. 15-34.
54. O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain)// Mémoires de Géologie (Lausanne). 1994. V.21. 413 p.
55. Pessagno E.A., Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges//Micropaleontology Special Publication 1976. N 2. 95 p.
56. Pessagno E.A., Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges// Micropaleontology 1977. V.23. N 1. P. 56-113.
57. Pessagno E.A., Jr. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges//Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. Publ. 15. 1977. 87 p.
58. Pessagno E.A., Jr., Blome C.D. Faunal affinities and tectonogenesis of Mesozoic rocks in the Blue Mountains Province of eastern Oregon and western Idaho//Vallier T.L. and Brooks H.C. (eds.). Geology of the Blue Mountains region of Oregon, Idaho and Washington: Biostratigraphy and paleontology: United States Geological Survey Professional Paper. 1986. V.1435. P.65-78.
59. Pessagno E.A., Jr., Blome C.D. & Longoria J.F. A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of western North America. Bulletins of American Paleontology. 1984. V.87. N 320. P.1-51.
60. Reading H.G.(ed.) Sedimentary environments and facies, 2nd ed.-Oxford, Blackwell Sci. Pub. 1986. 615 p.
61. Reineck H.-E., Singh I.B. Depositional sedimentary environments (with special reference to terrigenous elastics). 2nd ed.- Springer-Verlag. Berlin - Heidelberg - New-York. 1980. 542 p.
62. Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy)//J. Sedimentary Petrology. 1975. V. 45. N 1. P. 3 - 43.
63. Sanfilippo A., Riedel W. Cretaceous Radiolaria//Boll. H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.) Plankton Stratigraphy.- Cambridge University Press, London. 1985. P. 573-630.
64. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg. 62// Thiede J., Vallier T.L. et al.(eds.) Initial Reports of DSDP. V.62. P.419-470. 1981. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
65. Schaaf A. Les radiolaires du Crétacé inférieur et moyen: biologie et systématique//Sciences Géologiques, Mémoire. 1984. V.75. 189 p.
66. Schaaf A. Un nouveau canevas biochronologique du Crétacé inférieur et moyen: les biozones à radiolaires//Sciences Géologiques. 1985. Bulletin 38. P. 227-269.
67. Schermerhorn L.-J.Y. Terminology of mixed coarse - fine sediments//J. Sediment. Petrol. 1966 V. 36. N 3. P. 831-835.
68. Seilacher A. Bathymetry of trace fossils//Marine Geology. 1967. V.5. P.413-428.
69. Shepard F.P. Currents in submarine canyons and other types of sea valleys//Geology of continental slopes: SEPM Spec. Pub. 27. 1979. P. 85-94.
70. Taketani Y. Cretaceous Radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido// Science Reports of the Tohoku University, Second series (Geology). 1982. V. 52. N 1-2. 76 p.
71. Thurow J. Cretaceous Radiolarians of the North Atlantic Ocean: ODP Leg 103 (Sites 638, 640 and 641) and DSDP Legs 93 (Site 603) and 47B (Site 398)//Boillot G., Winterer E.L. et al.(eds) Proceedings of ODP. Scientific Results, 1988. V.103. P.379-418. College Station, TX.
72. Tumanda F.P. Cretaceous radiolarian biostratigraphy in the Esashi Mountain area, Northern Hokkaido, Japan// Science Reports of the Institute of Geosciences, University of Tsukuba, Section B, Geological Sciences. 1989. V.10. P. 1-44.
73. Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps //Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. V. 62. N 6. P. 932-966.
74. Yao A. Radiolarian Fauna from the Mino belt in the Northern part of the Inuyama area, Central Japan, Part II: Nasselaria 1. //Journal of Geosciences, Osaka City University, 1979. V.22. P.21-72.

Поступила в редакцию 31 декабря 1995 г.

Markevich P.V., Zjabrev S.V., Filippov A.N., Malinovsky A.I.

Eastern flank of the Kiselyovsko-Manominsky terrane: an island-arc fragment in the accretionary wedge

New paleontological, sedimentological and structural data obtained on the eastern flank of the Kiselyovsko-Manominsky terrane elucidate the evolution of this accretionary wedge, the youngest one in the Russian continental Far East. The terrane was forming as an accretionary wedge of the Khingan-Okhotsk active continental margin in Albian-Cenomanian. The terrane's peculiarity is an inclusion of the Hauterivian-Barremian island arc fragment.