

УДК 551.352.051+551.243.4:551.76(520+571.63)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САМАРКИНСКОГО (СИХОТЭ-АЛИНЬ) И УЛЬТРА-ТАМБА (ЯПОНИЯ) ТЕРРЕЙНОВ КАК ОСНОВАНИЕ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ ФРАГМЕНТОВ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ОБОИХ РЕГИОНОВ

© 2007 г. И. В. Кемкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 10.04.2006 г.

В статье приводятся данные сравнительного изучения тектоно-стратиграфических комплексов террейна Ультра-Тамба в качестве составной части юрской аккреционной призмы Тамба-Мино-Ашио, а не пермской, как это считалось ранее. Эти данные позволяют более уверенно коррелировать как строение фрагментов юрской призмы, так и структуру обоих регионов в целом.

Ключевые слова. Аккреционные призмы, террейны, тектоно-стратиграфические единицы, аккреция, субдукция, палеоокеанические образования, субдукционный меланж, Сихотэ-Алинь, Япония.

ВВЕДЕНИЕ

Среди основных структурных элементов Сихотэ-Алиня и Японии (рис. 1) широко распространены фрагменты древних аккреционных призм (Кемкин, Филиппов, 2002; Ханчук, Кемкин, 2003; Pre-Cretaceous..., 1990 и др.). Последние представляют собой сложнопостроенные тектоно-седиментационные комплексы, характеризующиеся чешуйчато-надвиговым строением, обусловленным многократным чередованием тектонических пластин и блоков, сложенных океаническими (пелагические и гемипелагические отложения и фрагменты подводных гор и возвышенностей), окраинноокеаническими (песчано-сланцевые толщи) и хаотическими (меланж и олистостромы) образованиями. Одна из них – юрская аккреционная призма, представленная в Сихотэ-Алине Самаркинским, Наданьхада-Бикинским, Хабаровским и Баджалским террейнами, а во Внутренней зоне Японии террейнами Тамба (Tamba), Мино (Mino) и Ашио (Ashio). Сравнительное изучение этих террейнов выявило большое их сходство, что позволило ряду исследователей (Кемкин, Ханчук, 1993; Мазарович, 1985; Ханчук и др., 1988; Ханчук, Кемкин, 2003; Kojima, 1989; Mizutani, Kojima, 1992 и др.) сделать вывод о существовании в юрское время единой субдукционно-аккреционной системы, протягивающейся вдоль тихоокеанской окраины Азии. Это сходство проявляется как в полной аналогии строения частных разрезов призмы в обоих регионах и литологического состава слагающих их образований, так и в возрасте соответствующих групп пород палеоокеанических фрагментов и перекрывающих их терригенных пород, вплоть до совпадения видового состава заключенных в них микрофаунистических остатков.

Вместе с тем, существуют и некоторые различия. В частности, самый верхний структурный

уровень Самаркинского террейна (наиболее полно изученного фрагмента юрской призмы в Сихотэ-Алине) характеризуется тем, что аккретированные палеоокеанические образования здесь представлены разрозненными фрагментами некогда единой офиолитовой ассоциации (Кемкин, Ханчук, 1993; Кемкин, Филиппов, 2002; Ханчук и др., 1988; Ханчук и др., 1989 и др.). Среди них выделяются пластины и блоки (рис. 2): 1 – габбро-гипербазитов среднепалеозойского возраста (Калиновский комплекс), 2 – базальтов, нередко в ассоциации с перекрывающими их каменноугольно-пермскими карбонатными и кремневыми породами и позднепермскими черными алевроаргиллитами (Себучарский комплекс) и 3 – зелено-серых и табачно-зеленых песчаников, переслаивающихся с такого же цвета алевролитами позднепермского возраста (Удековский комплекс).

Подобного рода палеоокеанические фрагменты, за исключением глыб базальтов в ассоциации с палеозойскими кремнями и известняками в субдукционном меланже¹, неизвестны в собственно юрской призме Внутренней зоны Японии. Одна-

¹ Субдукционный меланж (с. м.) – обломочная горная порода, характеризующаяся хаотическим сложением и состоящая из алевропелитовой или алевросаммитовой массы и заключенных в нее беспорядочно расположенных разновеликих глыб, обломком и небольших пластин разновозрастных (как правило более древних) и генетически разнородных пород. Формирование с. м. связано с возникновением крупных разломов в субдуцирующей океанической плите, вдоль которых происходит пододвигание (подслаивание) очередных более молодых ее участков под более древние. Раздробленные вдоль плоскости разлома породы вышележащего фрагмента океанической плиты, обваливаясь в виде глыб и обломком в нелитифицированные отложения верхней части осадочного чехла пододвигающегося участка океанической плиты и цементируясь ими, образуют данную категорию хаотических пород (Кемкин, Филиппов, 2002).

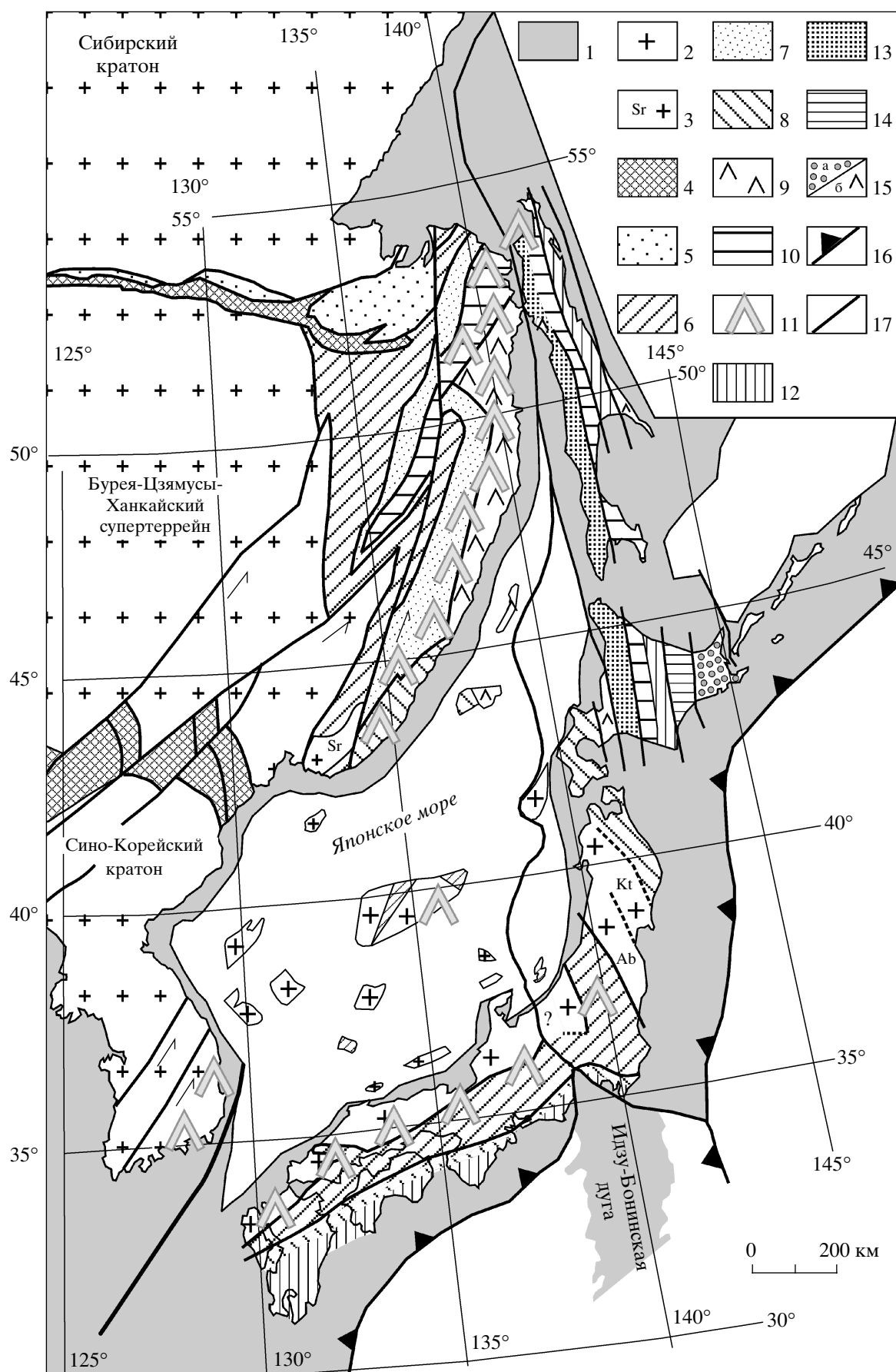


Рис. 1. Основные структурные элементы Япономорского региона (по Ханчук, 2000 с дополнениями).

1 – современный континентальный и островной шельф; 2, 3 – древние кристаллические массивы с континентальным режимом развития: 2 – Буреф-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн, Сино-Корейский и Сибирский кратоны, 3 – Сергеевский (Sr), Южный Китаками (Kt), Абукума (Ab) и Куросегава континентальные блоки; 4 – пермо-триасовые аккреционные призмы; 5 – юрский турбидитовый бассейн (Ульбанский и Унья-Бомский террейны); 6 – юрская аккреционная призма (Самаркинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджалский, Мино, Тамба, Ашио, Риоке, Самбагава и Северный Чичибу террейны); 7 – раннемеловой турбидитовый бассейн (Журавлевско-Амурский террейн); 8 – титон-готеривская аккреционная призма (Таухинский, Ошима, Северный Китаками, Южный Чичибу, и Рюкю террейны); 9 – готерив-альбская островная дуга (Кемский, Камышовский, Шмидтовский, Монеронский, Ребун-Кабато террейны); 10 – готерив-альбская аккреционная призма (Киселевско-Маноминский, Аниво-Гомонский, Западный Хидака террейны); 11 – позднемеловая вулканическая дуга (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс); 12 – позднемеловая аккреционная призма (Набильский, Восточный Хидака, Симанто террейны); 13 – позднемеловой преддуговой прогиб (Западно-Сахалинский, Сорачи-Езо террейны); 14, 15 – субдкционно-аккреционные комплексы Палеоохотской зоны субдукции: 14 – позднемеловая аккреционная призма (Токоро террейн), 15а – позднемеловой преддуговой прогиб (Немуро террейн), 15б – позднемеловая островная дуга (Терпения террейн); 16 – современная зона субдукции; 17 – разломы.

ко близкие по возрасту и литологическому составу образования развиты в соседних террейнах Ультра-Тамба (Ultra-Tamba) и, частично, Майзуру (Maizuru), которые относятся, соответственно, к пермской аккреционной призме и пермо-триасовой континентальной окраине, граничащие с террейном Тамба-Мино с северо-запада (Pre-Cretaceous..., 1990).

В этой связи, автором были проведены полевые исследования наиболее типичных разрезов террейна Ультра-Тамба с целью сравнительного их изучения и возможной корреляции с соответствующими породными комплексами Самаркинского террейна. Результаты этих исследований приводятся ниже.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРЕЙНА УЛЬТРА-ТАМБА

Террейн Ультра-Тамба расположен в юго-западной части внутренней зоны Японии (рис. 3) и протягивается в виде узкой полосы северо-восточного простираения между террейнами Майзуру и Тамба. Как самостоятельная единица он был выделен на основании литостратиграфических, структурных, палеобиофациальных и возрастных особенностей слагающих его породных ассоциаций (Caridroit et al., 1985; Ishiga, 1986). В качестве основных аргументов были использованы данные о преимущественно пермском возрасте пород, отличии их строения и состава от разновозрастных комплексов террейнов Майзуру и Тамба, а также о специфичных палеогеографических условиях среды обитания захороненных в этих породах микрофоссилий. Взаимоотношения террейна Ультра-Тамба с соседними террейнами тектонические. Его границами служат надвиги, по одному из которых он надвинут на породы террейна Тамба, а по другому на него надвинуты офиолиты Якуно (Yakuno ophiolite), включаемые в состав террейна Майзуру.

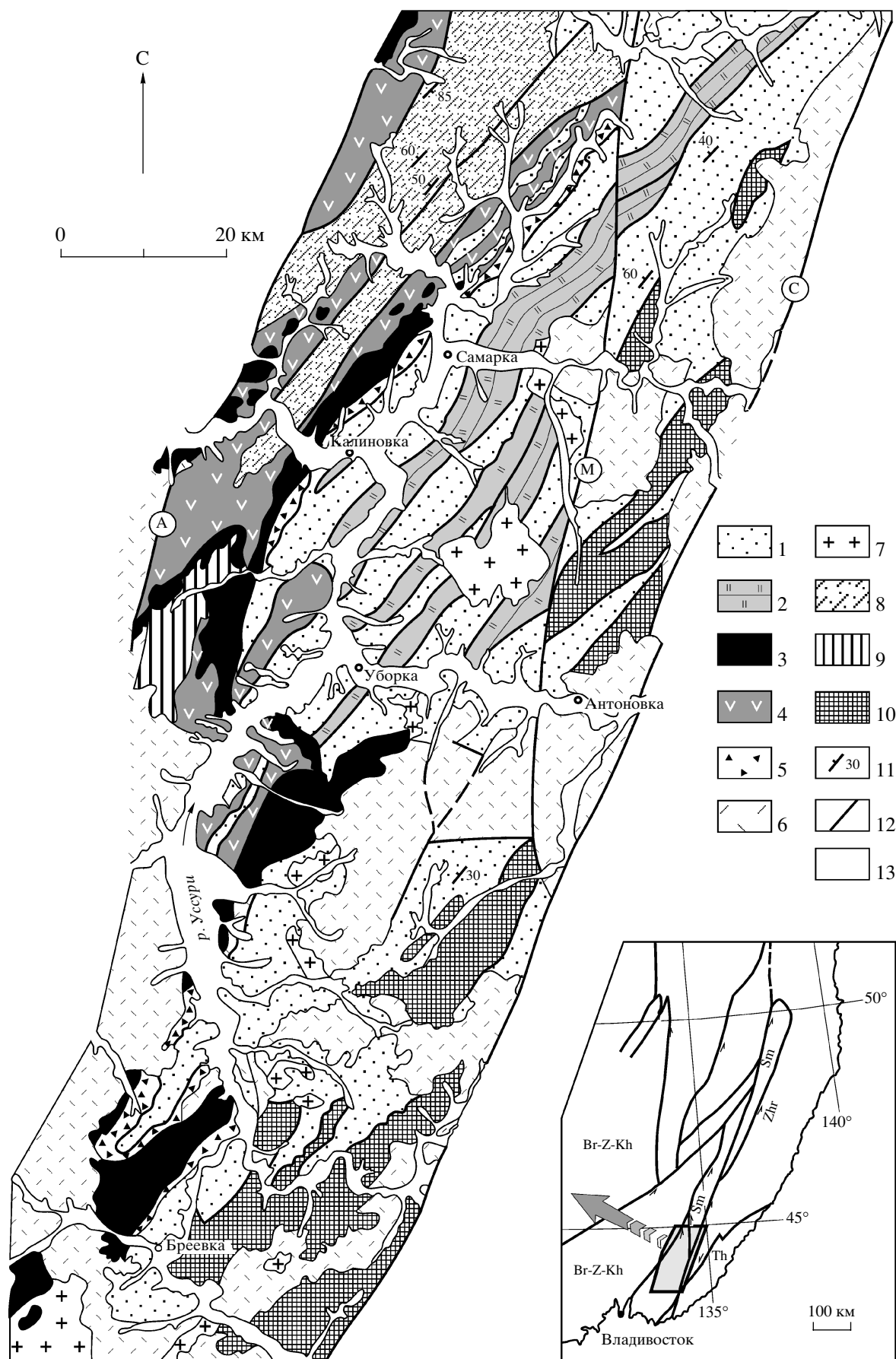
Согласно последним данным (Ishiga, 1990), террейн Ультра-Тамба состоит из трех тектоно-стратиграфических единиц, также надвинутых одна на другую и отличающихся друг от друга составом и строением слагающих их пород. Нижняя структурная единица, представленная Hikami Formation² сложена, главным образом, зелеными и зеленовато-серыми песчаниками, переслаиваемыми с алевролитами зеленоватых оттенков, реже черными алевро-аргиллитами. Из последних выделены радиолярии конца средней – начала поздней перми³ (Kurimoto, 1986).

Средняя структурная единица (соответствующая Oi Formation), тектонически залегающая на нижней, разделена на 3 пачки: 1 – слоистые кремни, переходящие в кремнистые аргиллиты, 2 – турбидиты, сложенные ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов и 3 – хаотические образования, представленные алевролитами, содержащими глыбы и обломки песчаников и кремней. Позднепермский возраст формации установлен на основании фауны радиолярий, выделенных из кремней и кремнистых сланцев. Имеются также данные об единичных находках пермских радиолярий в черных сланцах второй пачки (Ishiga, 1986).

Верхняя структурная единица, представленная Kozuki Formation, состоит, в основном, из черных алевропелитов, содержащих фауну радиолярий конца средней – начала поздней перми и основных вулканитов в ассоциации с пермскими кремнями и каменноугольными известняками (Pillai, Ishiga, 1987).

² В связи с тем, что термин “формация” в русской и англоязычной литературе имеет разную смысловую нагрузку и содержание, во избежание разночтения при описании породных ассоциаций террейна Ультра-Тамба в статье их названия намеренно приведены в оригинальном написании.

³ В Японии принято трехчленное деление пермской системы.



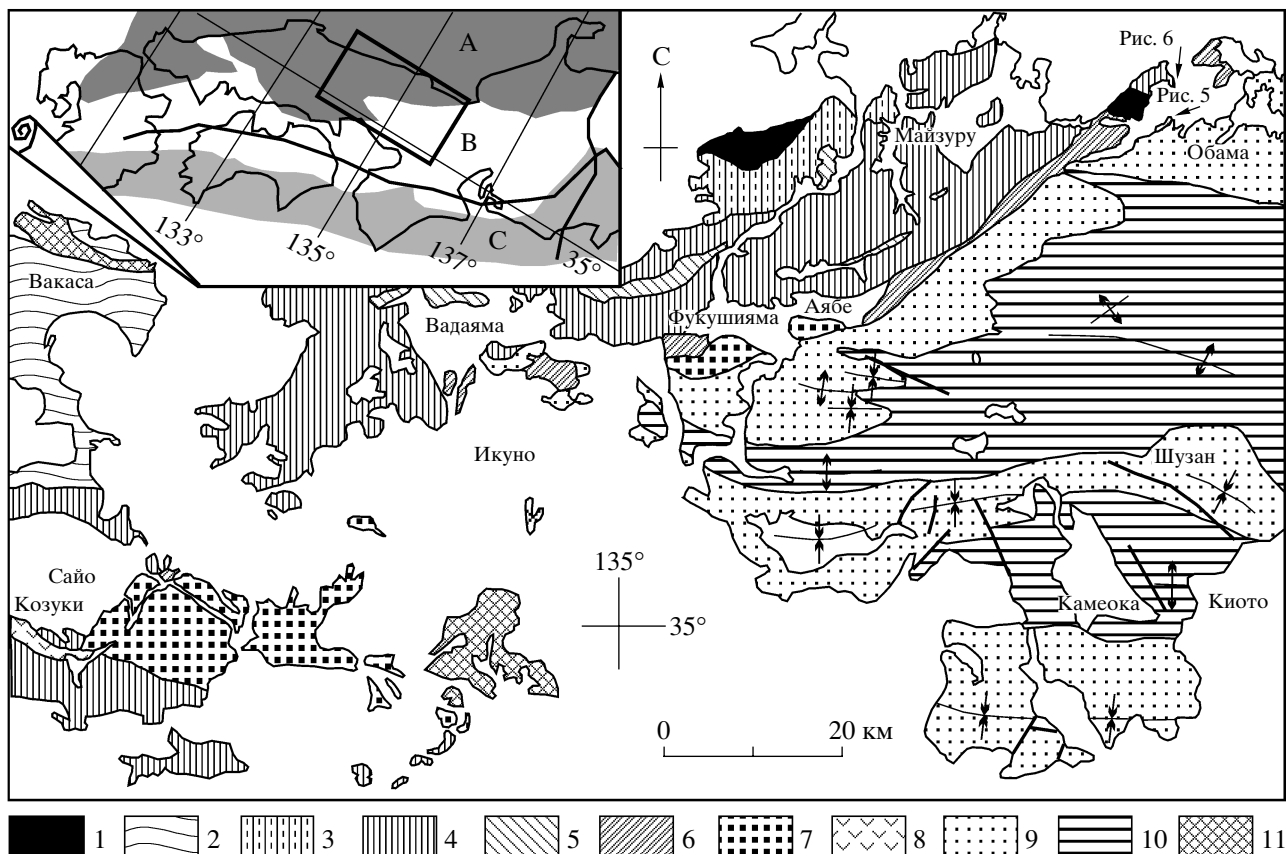


Рис. 3. Схема геологического строения террейна Ультра-Тамба и прилегающих террейнов (по Ishiga, 1986 с небольшими дополнениями).

1 – ультраосновные породы террейна Чугоку; 2 – метаморфические породы террейна Сангун; 3 – комплекс Шимомидани; 4 – пермские мелководноморские (шельфовые) отложения террейна Майзуру и офиолиты Якуно; 5 – триасовые мелководноморские (шельфовые) отложения террейна Майзуру; 6–8 – террейн Ультра-Тамба (6 – Oi Formation, 7 – Kikami Formation, 8 – Kozuki Formation); 9–11 – террейн Тамба (9 – ранне-среднеюрская часть террейна Тамба, 10 – средне-позднеюрская часть террейна Тамба, 11 – нерасчлененные отложения террейна Тамба).

На врезке А–С террейны: А – триасовой аккреции, В – юрско-раннемеловой аккреции, С – меловой аккреции.

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТЕРРЕЙНА УЛЬТРА-ТАМБА

В ходе полевых исследований были посещены наиболее типичные разрезы всех трех структур-

ных единиц террейна Ультра-Тамба с целью уточнения состава, строения и возраста слагающих их отложений, а также их взаимоотношений как между собой, так и с породными ассоциациями соседних террейнов.

Nikami Formation. Типовой разрез отложений нижней структурной единицы расположен в 5 км

Рис. 2. Схематическая геологическая карта южной части Самаркинского террейна (по Ханчук и др., 1988 с дополнениями).

1 – ранне-позднеюрские турбидито-меланжевые образования Самаркинского террейна; 2 – пластины пермских, триасовых и раннеюрских кремней; 3 – среднепалеозойские габро-гипербазиты Калиновского комплекса; 4 – базальты, ассоциирующиеся с пермскими алевроаргиллитами и каменноугольно-пермскими кремнями и известняками Себучарского комплекса; 5 – пермские песчаники с прослоями алевролитов Удековского комплекса; 6 – позднемеловые вулканы; 7 – позднемеловые граниты; 8 – ранне-позднеюрские турбидиты преддугового прогиба; 9 – пермо-триасовые мелководно-морские (шельфовые) образования перекрывающих комплексов Буря-Узямусы-Ханкайский супертеррейна; 10 – додевонские габро-гнейсы и перекрывающие их пермско-юрские мелководноморские (шельфовые) образования Сергеевского террейна; 11 – элементы залегания пород; 12 – разломы; 13 – четвертичные отложения.

Буквы в кружках – разломы: А – Арсеньевский, М – Меридиональный, С – Центральный Сихотэ-Алинский. На врезке: br-z-kh – Буря-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн, Sm – Самаркинский террейн, Zhr – Журавлевский террейн; Th – Таухинский террейн.

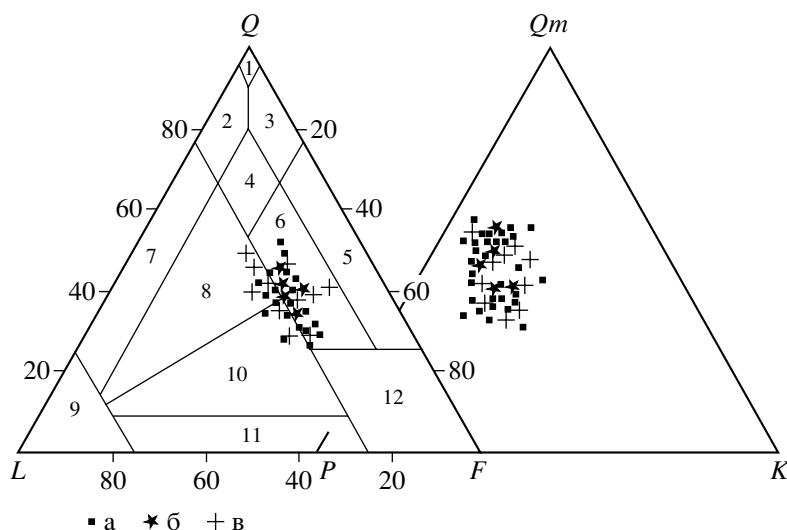


Рис. 4. Диаграммы вещественного состава песчаников Hikami Formation и Удековского субтеррейна.

Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород, Qm – монокристаллический кварц, K – калиевый полевой шпат, P – плагиоклаз.

Классификационные поля песчаников: 1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекласитито-кварцевые, 3 – полевошпат-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 7 – кварцевые граувакки, 8 – полевошпат-кварцевые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10–11 – кварц-полевошпатовые граувакки, 12 – кристаллотуфы.

а – Hikami Formation (по Ishiga, 1986), б – Hikami Formation (по собственным данным), в – Удековский субтеррейн.

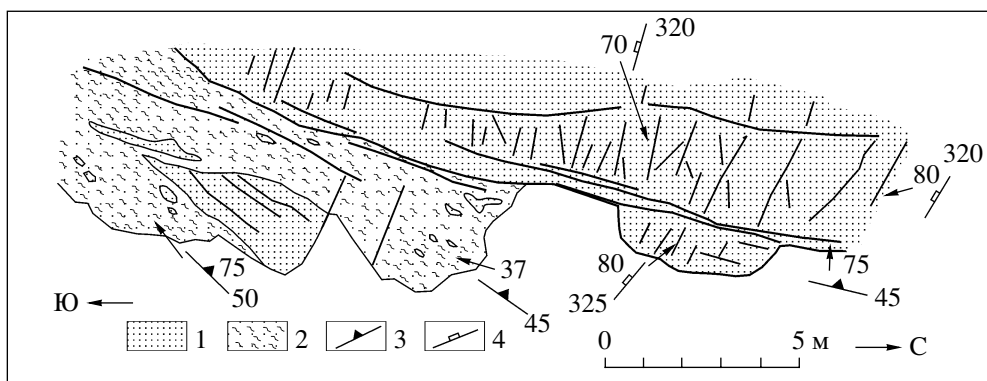


Рис. 5. Зарисовка берегового обнажения, иллюстрирующего взаимоотношение Hikami Formation и меланжевых образований террейна Тамба (по Ishiga, 1986).

1 – зеленые песчаники Hikami Formation; 2 – субдукционный меланж террейна Тамба; 3 – элементы залегания пород; 4 – ориентировка трещиноватости.

юго-западнее г. Фукучияма (Fukuchiyama City). Выходы пород данного комплекса наблюдаются в многочисленных скальных обрывах на участке автодороги между городами Хиками (Hikami City) и Ебара (Ebata City) в районе перевала Ануара (Anuara pass), а также в карьере в 300 м южнее перевала. Hikami Formation состоит из зеленых и зеленовато-серых средне-крупнозернистых песчаников, содержащих прослои желтовато-зеленых и табачно-зеленых алевролитов, реже черных алевроаргиллитов. Песчаники, как правило, массивные, но иногда слоистые. Они состоят из хло-

рит-гидрослюдистого матрикса (30–35%) и обломочной части, составляющей 65–70%. Обломочный материал представлен угловатыми, плохо отсортированными зернами, из которых 80–90% приходится на обломки минералов и 10–20% на обломки пород. Обломки минералов включают кварц (30–45%) и полевые шпаты (35–40%), среди которых отмечаются плагиоклаз (основного, среднего, реже кислого состава) и калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат составляет 15–20% от общего количества полевых шпатов. Среди обломков пород наиболее распространен

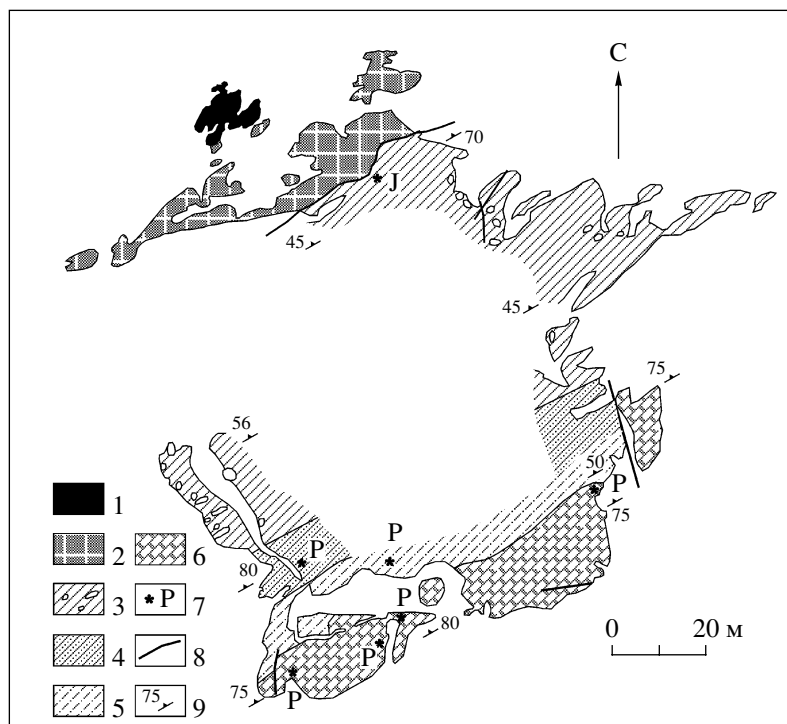


Рис. 6. Геологическое строение восточной оконечности полуострова Оура (по Ishiga, 1985 с небольшими дополнениями).

1 – габбро-гипербазиты Якуно; 2 – зона брекчирования; 3 – черные филлитовидные сланцы с включениями обломков кремней и песчаников; 4 – турбидиты; 5 – зеленовато-серые кремнистые аргиллиты; 6 – розовато-красные кремни; 7 – места находок радиолярий и их возраст; 8 – разломы, 9 – элементы залегания пород.

ными являются граниты, фельзиты, вулканическое стекло и метаморфические породы. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (Шутов, 1967) песчаники Hikami Formation занимают промежуточное положение между полевошпат-кварцевыми граувакками и граувакковыми аркозами (рис. 4). Алевролиты, переслаивающиеся с печаниками, имеют аналогичный состав. Мощность алевролитовых прослоев варьирует в интервале 2–10 – 15–30 м. Суммарная мощность отложений Hikami Formation оценивается в 640–1000 м (Ishiga, 1986). Породы рассматриваемого комплекса, равно как и двух других террейна Ультра-Тамба, в значительной мере деформированы, что фиксируется в расланцевании алевролитов и различной степени катаклазе песчаников. Более интенсивно эти процессы проявлены в зонах контакта с другими структурными единицами, где породы нередко превращены в милониты. Взаимоотношение отложений Hikami Formation с “подстилающими” породами террейна Тамба тектоническое. По данным японских геологов (Ishiga, 1986; Kurimoto et al., 1993) “зеленые” песчаники Hikami Formation повсеместно надвинуты на хаотические (субдукционный меланж) образования террейна Тамба. Вместе с тем, изучение хаотических образований террейна Тамба, непосредственно подстилающих песчаники Hikami Formation в зоне

контакта, показывает (рис. 5), что среди обломков меланжа, наряду с кремнями (в данном обнажении, а в других районах еще и с базальтами и известняками), присутствуют разновеликие глыбы и обломки “зеленых” песчаников полностью идентичных таковым, залегающим выше зоны контакта. Сам контакт представлен разрывом мощностью 1–2 см и ориентирован параллельно слоистости матрикса хаотических отложений. Подобная ситуация наблюдается и на правобережье р. Камбаяши (Kambayashi River) в 20 км северо-восточнее г. Аябе (Ayabe City), где породы Hikami Formation находятся в аналогичном взаимоотношении с образованиями меланжа террейна Тамба (Caridroit et al., 1985). Присутствие разновеликих фрагментов “зеленых” песчаников среди обломков субдукционного меланжа террейна Тамба указывает на то, что породы Hikami Formation представляют собой крупную тектоническую пластину (равно как пластины кремней, базальтов и пр.) в юрской аккреционной призме Тамба. Тектонический характер контакта между ними может быть результатом различных процессов. Например, внутрiformационного срыва на контакте разнокомпетентных пород во время складкообразования или более молодых тектонических деформаций. Хотя более вероятно, что контакт между ними первоначально имел текто-

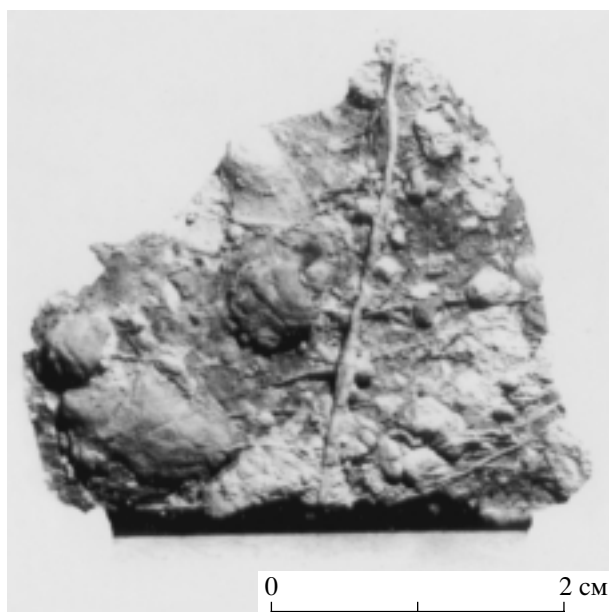


Рис. 7. Фотография протравленной поверхности филлитовидного сланца.

Белое – обломки кремней, светло-серое – обломки кремнистых аргиллитов, темно-серое – рассланцованный матрикс.

ническую природу, так как при формировании аккреционных призм наращивание их объема осуществляется за счет пододвигания новых (более молодых) фрагментов океанической литосферы под относительно древние. В этом случае более правильно, по-видимому, следует говорить, что границей между ними является не надвиг, а подвиг. Песчаники Hikami Formation тектонически перекрыты отложениями Oi Formation (турбидито-меланжевые образования и кремни), либо серпентинизированными габброидами комплекса Якуно.

Возраст пород Hikami Formation определен по находкам радиолярий в прослоях черных аргиллитов, изредка присутствующих среди песчаников и соответствуют концу средней–началу поздней перми (Kurimoto, 1986).

Oi Formation. Типовой разрез средней структурной единицы расположен в 15 км к западу от г. Обама (Obama City). Однако здесь более полно представлена средняя часть Oi Formation и, отчасти, верхняя. Наиболее представительные разрезы, включающие все три составные части, обнажены в районе г. Аябе (Caridroit et al., 1985) и на восточной оконечности полуострова Оура (Oura Peninsula), в 10 км северо-западнее г. Обама (Ishiga, 1985, 1986). Кроме того, отдельные фрагменты разреза данной структурной единицы были изучены в многочисленных разрозненных обнажениях в районе г. Фукучияма.

Oi Formation включает три литологически отличные группы отложений. В пределах полуострова Оура нижняя часть видимого разреза (рис. 6) представлена розовато-красными плитчатыми кремнями мощностью около 16 м. Плитчатость обусловлена переслаиванием собственно кремневых прослоев (2–4 см) и кремнистых аргиллитов (2–5 мм). Выше по разрезу кремни сменяются пачкой тонкого переслаивания (по несколько мм) кремневых слойков и кремнистых аргиллитов, переходящих в кремнистые аргиллиты. Мощность пачки чуть более 6 м. Разрез надстраивается терригенными породами, представленными пачкой турбидитов (тонкое переслаивание алевропесчаников, алевролитов и алевроаргиллитов) мощностью 14 м. Завершает видимый разрез пачка хаотических образований (около 45 м), сложенная черными алевроаргиллитами, содержащими глыбы и обломки песчаников, кремней и кремнистых аргиллитов. Следует отметить, что все породы сильно изменены (кремнистые перекристаллизованы, а терригенные превращены в филлитовидные сланцы). Повышенная деформация пород данной части разреза Oi Formation обусловлена надвигом, по которому они перекрыты офиолитами Якуно. Зона контакта, мощностью около 15 м, сложена рассланцованными серпентинитами с глыбами и обломками базальтов, долеритов, кремней и алевролитов. Относительно возраста пород Oi Formation имеются следующие данные. Кремнистые породы, а также терригенные в единичных местонахождениях, в том числе одна в пределах описываемого разреза (рис. 6), охарактеризованы (Caridroit et al., 1985; Ishiga, 1985) радиоляриями конца средней – начала поздней перми. Автором также были опробованы турбидитовые и хаотические образования Oi Formation в различных районах. Многие из опробованных пород содержат остатки радиолярий. Однако сохранность их неудовлетворительная, что является результатом, очевидно, сильной деформированности пород. Они представлены перекристаллизованными уплощенными сфероидными и эллипсоидными, которые не могут быть идентифицированы даже на уровне отряда. Вместе с тем, несколько образцов содержат немногочисленные остатки радиолярий, сохранность которых несколько лучше. Наиболее интересным является образец, отобранный из филлитовидных сланцев в пределах восточной оконечности полуострова Оура (рис. 6) в непосредственной близости от зоны контакта с офиолитами Якуно. Остатки радиолярий, выделенные из данного образца, показывают двойной возраст содержащих их пород. Одни из них, отличающиеся более худшей сохранностью (представители семейств Hsuidae, Eucyrtidiellidae и др.), характеризуют юрский возраст. Другая часть, сохранность которых позволяет произвести даже видовые определения, ука-

зывает на пермский возраст отложений. Среди них Е.С. Панасенко идентифицированы следующие: *Follicucullus bipartitus*, *Fo. shcolasticus*, *Fo. monocantus*, *Fo. dactylinus*, *Fo. dilatatus*, *Albaillella triangularis*, *Pseudoalbaillella globosa*, *Ps. corniculata*, *Ps. factigata*, *Pseudoalbaillella sp.*, *Nazarovella gracilis*, *Ishigaum trifustus*, *Phaenicospaera cf. mamila*, *Pseudotormetus kamigoriensis* и др. Приведенный комплекс пермских радиолярий, по мнению Е.С. Панасенко, характеризует, как минимум, четыре разновозрастных уровня верхней перми, соответствующие нижней части кубергандинского яруса, средней части мургабского яруса, нижней части мидийского яруса и средне-верхней части мидийского яруса. Таким образом, в одном образце присутствуют радиолярии пяти разновозрастных групп. Изучение шлифов и протравленной поверхности образцов позволило прояснить ситуацию. Оказалось, что сравнительно однородная при визуальном наблюдении в обнажении порода состоит (рис. 7) из рассланцованной алевроаргиллитовой массы, в которую заключены уплощенные обломки (от нескольких миллиметров до первых сантиметров) кремней и кремнистых аргиллитов (меланж). Исследование протравленных образцов под биноклем показало, что пермские радиолярии происходят из включений, а радиолярии юрского облика – из рассланцованного матрикса. Этим, по-видимому, объясняется и относительно лучшая сохранность пермских радиолярий (более пластичные породы матрикса претерпели большую степень деформации), и незначительное, но все же их возрастное отличие (в меланже присутствуют обломки различных стратиграфических уровней разреза кремнистых образований).

Принимая во внимание приведенные данные, можно заключить, что возраст терригенной части разреза Oi Formation скорее всего юрский. Уместно будет упомянуть и о находках остатков ближе неопределимых населяющих из турбидитовой части разреза Oi Formation западнее г. Аябе (Caridroit et al., 1985), которые также указывают на мезозойский возраст средней части разреза Oi Formation.

Kozuki Formation. Верхняя структурная единица имеет ограниченное распространение. Она прослежена (Igi, Wadatsumi, 1980) в виде узкой полосы юго-восточного простирания шириною 4–5 км и протяженностью около 20 км в районе г. Козуки (Kozuki City). Разрозненные фрагменты разреза данного комплекса можно наблюдать в многочисленных скальных выходах вдоль лесной дороги, соединяющей населенные пункты Хоган (Hogan City) – Камиакисато (Kamiakisato City). В пределах изученных обнажений Kozuki Formation представлена, главным, образом, черными алевроаргиллитами и базальтами. Взаимоотношения между ними в большинстве случаев тектониче-

ские. Это либо разрыв, либо на контакте отмечаются дайки более молодых кварцевых порфиров, диоритов и андезитов. В тех местах, где контакт не осложнен тектоникой, граница между базальтами и осадочными образованиями имеет седиментационный характер. Преобладающими породами являются массивные, иногда неяснослоистые алевроаргиллиты. Они состоят из серицит-хлорит-гидрослюдистого материала с редкими зернами кварца алевроитовой размерности. Для них характерно присутствие линзообразных прослоев кислых туфов протяженностью от 0.2–0.5 до 2–4 и более метров. Базальты также достаточно распространены в составе Kozuki Formation.. Это зеленовато-серые и буровато-зеленые сильно измененные породы. С базальтами ассоциируют тела массивных и слоистых кремней розоватых и красноватых оттенков, а также известняки. Известняки содержат фауну позднекаменноугольных фузулинид и кораллов (Igi, Eadatsumi, 1980), а кремни и алевроаргиллиты – пермских радиолярий (Goto, Hori, 1980; Ishiga, 1990; Pillai, Ishiga, 1987). Породы Kozuki Formation. надвинуты на турбидито-меланжевые образования Oi Formation и на “зеленые” песчаники Hikami Formation, а в свою очередь перекрыты пластиной габброидов офиолитов Якуно. Мощность образований данной единицы оценивается в 130 м (Ishiga, 1990).

КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТЕРРЕЙНА УЛЬТРА-ТАМБА И ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО УРОВНЯ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Совокупность литолого-петрографических, возрастных и структурных характеристик пород террейна Ультра-Тамба позволяет провести корреляцию их с породными комплексами верхнего структурного уровня Самаркинского террейна. Нижняя структурная единица (Hikami Formation), залегающая на турбидито-меланжевых образованиях террейна Тамба, сопоставляется, соответственно, с Удековским комплексом. Удековский комплекс, при мощности отложений 600–1000 м, протягивается в виде узкой полосы (см. рис. 2) северо-восточного простирания более чем на 120 км (от с. Бреевка на юге до верховьев р. Откосная на севере). В составе комплекса выделяются характерные зеленовато-серые разномеристые (от мелко-средне- до крупномеристых) песчаники, содержащие прослой табачно-зеленых алевроаргиллитов. Мощность последних изменяется от нескольких метров до 20–30 м. Изредка отмечаются маломощные прослой черных алевроаргиллитов. По составу песчаники относятся к промежуточной группе между полевошпат-кварцевыми грау-

вакками и граувакковыми аркозами (рис. 4). Они состоят из неокатанных и плохоотсортированных зерен кварца, основных, средних и кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и обломков пород, представленных, как и в случае Hikami песчаников, гранитами, вулканическим стеклом, фельзитами и метаморфическими породами. Соотношение компонентов обломочной части следующее: кварц – 25–45%, полевые шпаты – 30–50% (из них калиевый полевой шпат – до 15%) и обломки пород – 10–25%. Цементирующая обломки масса представлена хлорит-гидрослюдистым материалом, составляющим 25–35% от общего объема породы.

Удековские песчаники повсеместно надвинуты (Голозубов, Мельников, 1986) на хаотические образования среднего структурного Самаркинского террейна (рис. 2), обломки которых также представлены базальтами, каменноугольно-пермскими известняками, пермскими и триасовыми кремнями, “зелеными” Удековскими песчаниками и др. На породы Удековского комплекса аналогично надвинуты либо габброиды Калиновского комплекса, либо вулканогенно-кремнистые образования Себучарского комплекса, слагающие верхний структурный уровень Самаркинского террейна. Возраст пород Удековского комплекса охарактеризован позднепермской микрофауной (Кемкин, Ханчук, 1993). Таким образом, аналогия породных ассоциаций Hikami Formation и Удековского комплекса проявляется как в составе и возрасте, так и в строении, и, даже, одинаковой мощности отложений.

Kozuki Formation сопоставляется с Себучарским комплексом, который представлен в составе Самаркинского террейна (рис. 2) серией пластин базальтов, ассоциирующих с осадочными образованиями. Протяженность отдельных пластин достигает 20 км. Основание пластин сложено, как правило, катаклазированными, сильно измененными (спилитизированными) базальтами, которые по своим геохимическим признакам соответствуют океаническим толеитам (Ханчук и др., 1989). Они перекрыты фациально замещающими друг друга кремнями и известняками, либо черными алевроаргиллитами. В отдельных пластинах отмечаются и более сложные фациальные взаимоотношения, где базальты сменяются кремнями, а кремни, в свою очередь, черными алевроаргиллитами. Контакт базальтов с осадочными породами (если он не нарушен более поздней тектоникой) седиментационный. Так на границе базальтов и кремней отмечается слой эдафогенных образований мощностью 10–20 см, представленный продуктами подводного размыва базальтов, сцементированных кремнистым и гидрослюдисто-хлорит-кремнистым материалом. На контакте известняков с базальтами вскрываются мелко-обломочные брекчии, состоящие из неокатанных

и слабоокатанных обломков известняков и базальтов, сцементированных карбонатным цементом, либо продуктами подводного размыва вулканитов. Среди пластин присутствуют и монопородные, сложенные либо только базальтами, либо алевропелитами, либо кремнями.

Кремни представляют собой плитчатые, иногда массивные породы розовато-красного, сургучно-вишневого или желтовато-серого цвета. Мощность их, в пределах пластин, составляет несколько десятков метров (10–20 – 35–50, редко 100 м). Однако разрез их, в большинстве случаев, многократно (2–4 раза) тектонически повторяется, так что установить истинную мощность кремней достаточно сложно. Они содержат остатки каменноугольных конодонтов и пермских радиолярий (Белянский и др., 1984; Рыбалка, 1987; Ханчук и др., 1988). Известняки, ассоциирующие с базальтами, представлены небольшими телами, мощность которых составляет несколько метров, редко достигая 20 м. Они охарактеризованы каменноугольными и пермскими фораминиферами и водорослями (Белянский и др., 1984). Алевроаргиллиты – черные массивные, иногда неясно слоистые породы. Мощность их в отдельных пластинах достигает 60–100 м. Сложены они глинисто-хлоритовой массой с редкими обломками кварца и сгустками органического вещества. Содержащиеся в них остатки радиолярий, главным образом, представителей рода *Folliciscullus*, характеризуют возраст вмещающих их пород как позднепермский (Белянский и др., 1984). Алевроаргиллиты нередко содержат маломощные линзовидные прослои (10–30 см и более) зеленовато-серых кислых туфов.

Oi Formation, с учетом полученных данных о возрасте, представляет собой фрагмент матрикса юрской аккреционной призмы, в который заключены пластины и разновеликие глыбы и обломки пермских кремней и кремнисто-глинистых образований. Аналогичные горизонты турбидито-меланжевых отложений, с пластинами пермских и каменноугольных кремней, слагают верхнюю часть среднего структурного уровня Самаркинского террейна (Кемкин, Филиппов, 2002), а также отдельные пластины, расположенные между более крупными пластинами габброидов Калиновского комплекса и базальтов, ассоциирующих с кремнями, либо черными алевроаргиллитами Себучарского комплекса. Скорее всего, пластины кремней Oi Formation являются фрагментами соответствующих пород Kozuki Formation. Комплексы радиолярий, содержащиеся в пластинах кремней и кремнях, ассоциирующих с базальтами, и в Сихотэ-Алине, и в Японии, идентичны (Белянский и др., 1984; Ishiga, 1986; Pillai, Ishiga, 1987).

Среди аккретированных образований Самаркинского террейна присутствуют также (Кемкин, Филиппов, 2002) и пластины среднепалеозойских офиолитов (Калиновский комплекс). В современной структуре Сихотэ-Алиня они надвинуты на турбидито-меланжевые образования среднего структурного уровня, либо на “зеленые” песчаники Удековского комплекса, либо на вулканогенно-кремнистые породы Себучарского комплекса (рис. 2). По геохимическим и минералогическим признакам они относятся к офиолитам внутримитных океанических обстановок. Считается, что Калиновские офиолиты формировались в основании океанического плато, рост которого было обусловлен внедрением мантийного плюма (Ханчук, Панченко, 1991). Нижняя часть офиолитового разреза сложена (Ханчук и др., 1988) серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Выше залегают плагиоклазовые дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты и оливиновые габбронориты. Габброидная часть разреза представлена двупироксеновыми, клинопироксеновыми и амфиболовыми габбро. Базальтоидно-осадочная часть офиолитового разреза выделена в Себучарский комплекс (Ханчук и др., 1988). Аналогичная ситуация наблюдается и в пределах террейна Ультра-Тамба. Практически повсеместно слагающие его породные комплексы тектонически (по надвигам) перекрыты офиолитами Якуно. Последние представлены гарцбургитами, дунитами, габброидами и базальтами (Pre-Cretaceous..., 1990). По петро-геохимическим характеристикам они сходны с Калиновскими офиолитами Самаркинского террейна (Ishiwatari, Hayasaka, 1992; Ishiwatari, 1994), имеют близкий состав, строение, возраст и расцениваются как фрагмент среднепозднепалеозойского океанического плато.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительное изучение породных комплексов террейна Ультра-Тамба и верхнего структурного уровня Самаркинского террейна показывает полную их идентичность. Сходство соответствующих тектоно-стратиграфических единиц обоих террейнов проявляется в аналогии их строения, литолого-петрографического состава и возраста, вплоть до совпадения видового состава содержащихся в них микроорганизмов. Принимая во внимание то, что рассмотренные выше тектоно-стратиграфические единицы в Сихотэ-Алине являются аккретированными образованиями юрской аккреционной призмы, можно заключить, что террейн Ультра-Тамба, в совокупности с офиолитами Якуно, также является частью юрской призмы внутренней зоны Японии, содержащей фрагменты палеоокеанического плато. Находки предположительно юрских радиолярий в матриксе турбидито-меланжевых отложений Oi

Formation служат дополнительным тому подтверждением. Таким образом, совокупность полученных данных, с учетом регионального структурного положения изученных комплексов (а они наращивают образования собственно юрской призмы Внутренней зоны Японии в северо-западном направлении), дает основание тому, чтобы террейн Ультра-Тамба рассматривать в качестве верхнего структурного уровня юрской аккреционной призмы Тамба-Минно-Ашио. Это, в свою очередь, меняет сложившиеся представления о строении внутренней зоны юго-западной Японии и ее геологической эволюции.

Автор выражает благодарность С. Коджима (Dr. Kojima S., Gifu university, Japan), М. Каметака и А. Андо (Mrs. Kametaka M. and Ando A., Nagoya university, Japan) за содействие в подготовке и проведении полевых работ на территории Японии, а также Е.С. Панасенко (ДВГИ) за определение пермским радиолярий.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта ДВО РАН (грант № 06-III-A-08-316).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белянский Г.С., Никитина А.П., Руденко В.С. О себучарской свите Приморья // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 43–57.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
- Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 31–42.
- Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36. № 5. С. 79–88.
- Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с.
- Рыбалка С.В. Конодонты Приморья. Состояние изучения // Владивосток: ДВО АН СССР. Препринт, 1987. 26 с.
- Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое // Владивосток: ДВО АН СССР. Препринт, 1988. 56 с.
- Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое – раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.

- Ханчук А.И., Панченко И.В. Гранатовое габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 4. С. 800–803.
- Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 99–116.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
- Caridroit M., Ichikawa K., Charvet J. The Ultra-Tamba Zone, a new unit in the Inner Zone of Southwest Japan – its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area // Earth Sciences. (Chikyu Kagaku). 1985. V. 39. № 3. P. 210–219.
- Goto H., Hori R. Geology of the northern part of the Kamigori-Tatsuno Belt (Kamigori Belt), Southwest Japan // Abst. 92nd Ann. Meeting. Geol. Soc. Japan, 1985. P. 189.
- Igi Y., Wadatsumi K. Geology of the Kamigori district. With Geological Sheet Map at 1:50000 // Geol. Surv. Japan, 1980. 74 p.
- Ishiga H. Discovery of Permian radiolarians from Katsumi and Oi Formations along south of Maizuri Belt, Southwest Japan // Earth Sciences (Chikyu kagaku). 1985. V. 39. № 3. P. 175–185.
- Ishiga H. Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan // J. Geosci., Osaka City Univ. 1986. V. 29. P. 45–88.
- Ishiga H. Ultra-Tamba Terrane // Eds. Ishikawa K., Mizutani S. et al. Pre-Cretaceous Terranes of Japan. IGCP Project 224. 1990. P. 97–108.
- Ishiwatari A., Hayasaka Y. Ophiolite nappes and blueschist of the Inner zone of Southwest Japan // 29th IGC field trip guide book, 1992. V. 5. P. 285–325.
- Ishiwatari A. Circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belt // Eds. Ishiwatari A., Maplas J., Ishizuka H. Circum-Pacific ophiolites: Proceedings of the 29th International Geological Congress. Part D. Tokyo. Japan, 1994. P. 7–28.
- Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Paleocol. 1989. V. 69. № 3–4. P. 213–232.
- Kurimoto C. Ultra-Tamba Zone in the Fukuchiyama area, Kyoto Prefecture – its constituent rocks and distribution // Earth Sciences (Chikyu Kagaku). 1986. V. 40. № 1. P. 64–67.
- Kurimoto C., Makimoto H., Yoshikawa T. Geology of the Saasyama district. With Geological Sheet Map at 1:50000 // Geol. Surv. Japan, 1993. 93 p.
- Mizutani S., Kojima S. Mesozoic radiolarian biostratigraphy of Japan and collage tectonics along the eastern continental margin of Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Paleocol. 1992. V. 96. P. 3–22.
- Pillai D., Ishiga H. Discovery of Late Permian radiolarians from Kozuki Formation, Kozuki-Tatsuno belt, Southwest Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1987. V. 93. № 11. P. 847–849.
- Pre-Cretaceous Terranes of Japan // Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S., Yao A. (Eds.). Publication of IGCP Project no 224: Pre-Jurassic Wvolution of Eastern Asia. Osaka, 1990. 413 p.

Рецензенты В.С. Вишневская, А.О. Мазарович