

УДК 551.24(571.624)

## АККРЕЦИОННЫЕ И КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

© 2003 г. А. Э. Жаров

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 16.06.2003 г.

Поступило 25.06.2003 г.

Большинство современных классификаций складчатых поясов Земли базируется на выделении структур коллизионного и аккреционного генезиса. Вместе с тем в ряде работ [1–3 и др.] обращается внимание на достаточную сложность в типизации конкретных складчатых сооружений, поскольку в их формировании устанавливаются как коллизионные, так и аккреционные явления. С этих позиций для понимания строения и эволюции этих сооружений принципиальное значение имеет не только диагностика аккреционных и коллизионных структур, но и выяснение их соотношений в пространстве и времени.

Примером подобного складчатого сооружения является Хоккайдо-Сахалинская складчатая система, тектонические модели которой предполагают, что формирование аккреционных комплексов проходило в течение альба–палеоцена в процессе косоугольной конвергенции океанических плит Мезопацфики под Восточно-Азиатскую окраину [4–7 и др.]. Структуры Восточного Хоккайдо, Юго-Восточного и Центрального Сахалина отделены метаморфическими образованиями от расположенных западнее терригенных комплексов турбидитовых террейнов (рис. 1а). Наряду с этим распространены представления о преимущественно западной вергентности аккреционных и метаморфических комплексов Центрального Сахалина и Хоккайдо, которую связывают либо с процессами обдукции периокеанических структур, либо коллизии с континентальной окраиной микроконтинента Охотия и обрамлявших его позднемеловых–палеоценовых островных дуг [5, 7, 8]. В данном сообщении на новом фактическом материале показана роль и последовательная смена аккреционных и коллизионных обстановок в формировании структуры и тектонической истории Юго-Восточного Сахалина.

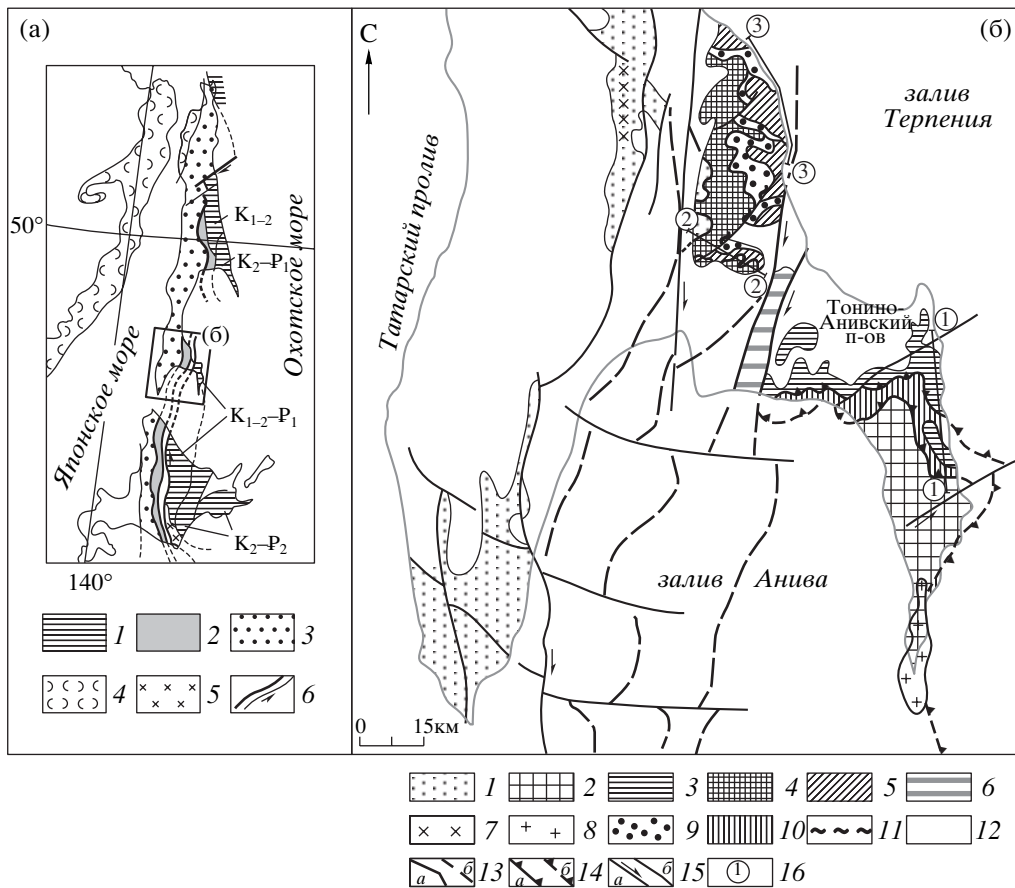
**Структуры аккреционного типа** распространены в пределах Тонино-Анивского полуострова,

где они представлены Тонино-Анивским и Озерским аккреционными террейнами и в Сусунайском хребте, где обнажается одноименный субдукционный метаморфический террейн (рис. 1б).

Тонино-Анивский террейн сложен верхнемеловой флишево-турбидитовой серией и апт-сеноманским аккреционным комплексом, состоящим из турбидитов, олистостром, чешуй юрско-нижнемеловых симаунтов и зон меланжа с протрузиями серпентинитов и блоками верхнепермских мраморизованных известняков с тетической фауной (рис. 2). Структуры западной и восточной частей террейна имеют встречную вергентность, причем восточные меланжи являются более поздними и контролируют ретрошарьяжи аккреционного комплекса. Состав и внутреннее строение структурно-вещественных комплексов указывают на формирование террейна в результате поддвига юрско-раннемелового океанического плато под континентальную окраину в апт-сеноманское время и последовавшего в позднем мелу перекрытия аккреционного клина дистальными фациями турбидитов преддугового прогиба.

Озерский террейн находится в аллохтонном залегании по отношению к Тонино-Анивскому террейну и отделен от него зоной Вавайского меланжа (рис. 1б). В паравтохтоне залегают апт-сеноманские субаркозовые турбидиты, сопоставимые по составу песчаников с когерентными турбидитами Тонино-Анивского террейна (рис. 2). Основу террейна составляет тектонически расчлененный позднепермский–раннемеловой комплекс океанической коры Палео-Мезопацфики с тетическими комплексами фауны.

Верхние структурные уровни террейна сложены различными комплексами. В северной части развиты верхнемеловые–палеоценовые алевропелиты, имеющие в некоторых пластинах согласные стратиграфические взаимоотношения с океаническим комплексом, что позволяет предполагать их накопление в окраинно-морской эпикокеанической обстановке. В восточной части террейна развиты компан-палеоценовые туфотурбидиты, содержащие



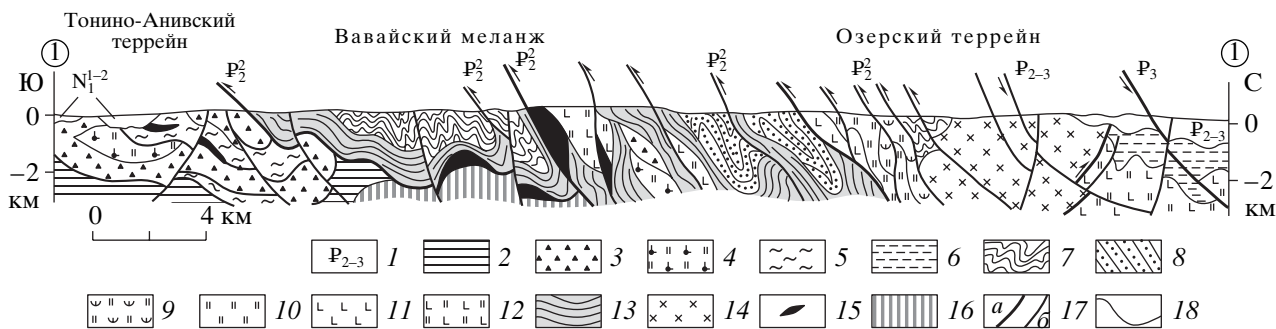
**Рис. 1.** а – аккреционные комплексы в структуре Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы: 1 – аккреционные террейны и их возраст; 2 – субдукционные метаморфические террейны; 3 – турбидитовые террейны; 4 – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс; 5 – коллизионный гранитно-метаморфический пояс Хидака; 6 – сдвиговые сутуры. б – схема террейнов Южного Сахалина. 1–5 – террейны: 1 – Западно-Сахалинский турбидитовый, 2, 3 – аккреционных призм (2 – Тонино-Анивский, 3 – Озерский), 4, 5 – Сусунайский метаморфический субдукционный, субтеррейны: 4 – Западно-Сусунайский, 5 – Восточно-Сусунайский; 6 – Мерейская сutura; 7–11 – сшивающие образования: 7 – дайковый пояс риолитов ( $P_1^1$ ), 8 – коллизионные граниты ( $P_{2-3}$ ), 9 – субдукционный синметаморфический меланж ( $P_{1-2}$ ), 10 – субдукционно-коллизионный Вавайский меланж ( $P_2^2$ ), 11 – эксгумационный позднеметаморфический меланж ( $P_2^3$ ); 12 – перекрывающие верхнеэоцен-олигоценые образования; 13, 14 – границы: а – на поверхности, б – под перекрывающим чехлом и в акватории; 13 – террейнов, 14 – Вавайского меланжа; 15 – разломы: а – сдвиги, б – прочие; 16 – профили (см. рис. 2 и 3).

олистостромы с олистолитами океанических и островодужных базальтов и, вместе с океаническим комплексом, прорванные палеоцен-раннеэоценовыми островодужными диоритами–гранодиоритами. По составу песчаников турбидиты коррелируются с производными энсиматических островных дуг и идентичны одновозрастным турбидитам террейна Токоро Восточного Хоккайдо [9, 11, 12].

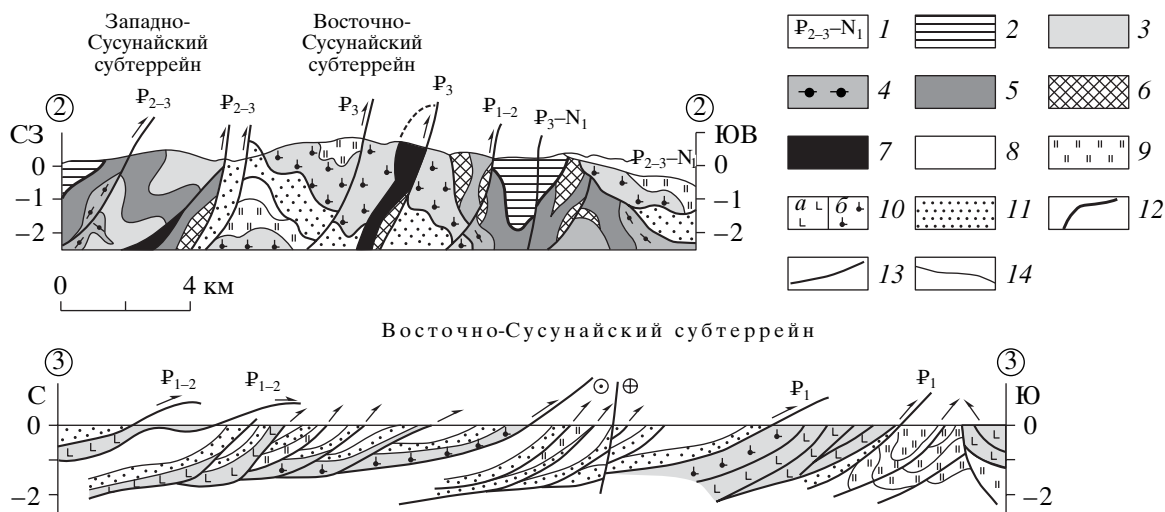
Таким образом, восточная часть террейна соответствует аккреционной призме кампан-раннеэоценовой энсиматической островной дуги. Палеомагнитные исследования туфотурбидитов террейнов Озерского и Токоро дают близкие результаты и говорят о формировании дуги в 3000 км южнее со-

временной позиции и ее развитию на лидирующем краю Тихоокеанской плиты [11, 12]. Северная часть террейна является фрагментом плиты эпиокеанического окраинного моря, аккрецированным к континентальной окраине вместе с комплексами дуги и аккреционной призмы в середине палеогена. Аккреционные структуры террейна перекрыты верхнеэоцен-олигоценым неавтохтоном.

Сусунайский террейн имеет различное строение в западной и восточной частях (рис. 1, 3). Западно-Сусунайский субтеррейн сложен поздне меловыми (90–67 млн. лет) умеренно-высокотемпературными метаморфическими породами пумпеллиит-актинолитовой и альбит-лавсонито-



**Рис. 2.** Геологический профиль через Тонино-Анивский полуостров. 1 – перекрывающие образования и их возраст; 2–5 – Тонино-Анивский террейр: 2 – флиши и турбидиты ( $K_2$ ), 3 – аккреционный комплекс ( $K_{1-2}$ ), 4 – пластины симаунтов ( $J-K_1$ ), 5 – субдукционный меланж ( $K_{1-2}$ ); 6–12 – Озерский террейр: 6 – окраинно-морские алевропелиты ( $K_2-P_1$ ), 7 – турбидиты эксиматической островной дуги ( $K_2-P_1$ ), 8 – субаркозовые турбидиты ( $K_{1-2}$ ), 9–12 – океанический комплекс Палео-Мезоопакифи ( $P_2-K_1$ ): 9 – туфо-кремнистые породы ( $K_1$ ), 10 – яшмы ( $T_2-J$ ), 11 – базальты СОХ ( $P_2-T_2$ ), 12 – яшмы и базальты нерасчлененные; 13 – Вавайский меланж ( $P_2$ ); 14 – островодужные диориты–гранодиориты ( $P_{1-2}$ ); 15 – протрузии серпентинизированных перидотитов; 16 – меланократовый доверхнемеловой фундамент; 17 – разломы: а – главные, б – второстепенные; 18 – геологические границы. Положение профиля показано на рис. 16.



**Рис. 3.** Геологические профили через Сусунайский хребет. 1 – постметаморфические образования и их возраст; 2 – метапелиты Западно-Сахалинского террейра ( $K_{1ар}-P_1^1$ ); 3–11 – Сусунайский террейр: 3–7 – Западно-Сузунайский субтеррейр, комплексы: 3–5 – умеренно-высокобарические ( $K_2$ ) (3 – черносланцевый, 4 – зеленосланцевый, 5 – голубосланцевый), 6 – амфиболиты ( $J-K_1$ ), 7 – серпентинитовый меланж, 8–11 – Восточно-Сузунайский субтеррейр, толщи (8 – метатурбидитовая ( $K_{1-2}$ ), 9 – метаяшмово-сланцевая ( $J-K_1$ ), 10 – метабазальтовая ( $T-J$ ), метабазальты (а – толеитовые, б – субщелочные и щелочные), 11 – метаморфизованный меланж ( $P_{1-2}$ ); 12 – границы террейров; 13 – разломы; 14 – геологические границы. Положение профилей показано на рис. 16.

вой фаций (температура метаморфизма  $250^{\circ}C$ , давление 6–7 кбар), погружающимися на запад. Насыщенность западной части субтеррейна ортосланцами и серпентинитовыми меланжами и доминирование в восточной части метапелитов с линзами зеленых сланцев и кварцитов отвечает модели поддвига, сопровождаемого тектоническим расслаиванием и скупиванием фрагментов океанической коры, при нарастающем во времени объеме аккреционной призмы [2, 10].

В зонах серпентинитового меланжа встречаются чешуи домеловых амфиболитов и развитых по ним раннемеловых (133–135 млн. лет) эклогитоподобных метасоматитов и лавсонит-глаукофановых сланцев (рис. 3, профиль 2–2). Амфиболиты сформированы в условиях эпидот-амфиболитовой фации по породам океанического плато [13], а голубые сланцы в высокобарических (давление 8–12 кбар) уровнях зоны субдукции.

Восточно-Сусунайский субтеррейн сложен триасовыми–раннемеловыми вулканогенно-кремнистыми и меловыми терригенными толщами, тектонически расслоенными палеоцен-раннеэоценовыми меланжами и метаморфизованными в цеолитовой и зеленосланцевой фациях. Северная часть субтеррейна имеет чешуйчатую структуру северного падения (рис. 1б, рис. 3, профиль 3–3), дискордантную Западно-Сусунайскому субтеррейну, и интерпретируется как зона раннепалеогенового поддвига плиты эпиконтинентального моря и сопряженных структур меловой континентальной окраины.

В целом Сусунайский террейн представляет собой полиметаморфический комплекс, который следует рассматривать как глубокие уровни меловой аккреционной структуры, преобразованной в узле сочленения позднемеловой и раннепалеогеновой зон субдукции.

**Структуры коллизионного типа** сформированы вдоль границ рассмотренных выше террейнов. Типично коллизионной структурой является зона сшивания Тонино-Анивского и Озерского аккреционных террейнов, представленная Вавайским меланжем и маркируемая среднеэоцен-раннеолигоценовыми синколлизионными гранитами (рис. 1б). Меланж включает пластины среднемелового аккреционного комплекса, океанической коры Мезопацфики и кампан-палеоценовых комплексов островной дуги, а особенности его внутренней структуры предполагают косое схождение островодужных и окраинно-континентальных структур со сдвиговой составляющей на раннем этапе коллизии.

К этому же типу структур можно отнести зону сочленения Сусунайского и Западно-Сахалинского турбидитового террейнов. Вдоль нее в палеоцене произошло флексурообразное смятие синметаморфической структуры Западно-Сусунайского субтеррейна с эксгумацией раннемеловых высокобарических сланцев и низкобарическим зеленосланцевым метаморфизмом западносахалинских турбидитов [9]. Западнее зоны сочленения турбидиты прорваны раннепалеоценовыми риолитами субдукционно-коллизионной природы (рис. 1б). Рассмотренные процессы были синхронны с закрытием мелового Западно-Сахалинского прогиба и реализовались в поле напряжения левостороннего сдвига, восточным флангом которого являлась Мерейская сутура.

Мерейская сутура – одна из ключевых шовных структур Юго-Восточного Сахалина, разделяющая аккреционные комплексы Тонино-Анивского полуострова и метаморфические комплексы Сусунайского террейна и реактивированная в позднем кайнозое по системе правых сдвигов. Ее структура образована крутостоящими пластинами нижнемеловых туфотурбидитов, туфосилицитов, олистостром и верхнемеловых алевропелитов, разделенными зонами милонитов и меланжей

и, согласно анализу структурных парагенезисов, имела левосдвиговую природу ранних деформаций.

Общий сценарий формирования террейнов Юго-Восточного Сахалина представляется в следующем виде. Раннемеловые аккреционные комплексы Тонино-Анивского и высокобарические метаморфические комплексы Сусунайского террейнов начали формироваться в более низких широтах. Северное перемещение Тонино-Анивского террейна в позднем мелу сопровождалось тектоническим расслаиванием и скупиванием аккреционного комплекса и одновременным умеренно-высокобарическим метаморфизмом его глубоких уровней (Западно-Сусунайский субтеррейн).

Коллизия разнополярных приконтинентального Тонино-Анивского и внутриокеанического Озерского аккреционных террейнов произошла в среднем эоцене и развивалась близко к сценарию, описанному в модели коллизии дуга–континентальная окраина [14]. Амальгамация террейнов завершилась становлением Вавайского меланжа, внедрением коллизионных гранитов и образованием составного террейна, названного Анивским. После амальгамации Анивский составной террейн продолжал смещаться в северном направлении вдоль Мерейской сутуры, до момента коллизии и окончательного вхождения в состав континентальной окраины в позднем эоцене, когда его северная часть была вовлечена в зону палеогеновой субдукции (Восточно-Сусунайский субтеррейн).

В заключение необходимо подчеркнуть следующее: 1) тектоническое районирование Юго-Восточного Сахалина выполнено на базе террейнового анализа; 2) формирование структур было обусловлено аккреционными и коллизионными процессами, которые, сменяя друг друга во времени и пространстве, создали сложный ансамбль террейнов полигеодинамической природы; 3) в аккреционных и коллизионных структурах отчетливо выражены явления тектонической расслоенности, проявленные как в поверхностных, так и на глубинных уровнях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пущаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1992. Т. 1. С. 128–137.
2. Соколов С.Д. // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 8–28.
4. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
5. Рождественский В.С. // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
6. Ханчук А.И. Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.

7. Меланхолина Е.Н. // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
8. Kimura G. // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 262–275.
9. Гос. геол. карта РФ 1: 200 000. Сер. Сахалинская. Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
10. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H. et al. The Island Arc. 1992. V. 1. P. 166–175.
11. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М. и др. // Геотектоника. 2002. № 1. С. 42–58.
12. Kanamatsu T., Nanayama F., Iwata K., Fujiwara Y. // J. Geol. Soc. Jap. 1992. V. 12. P. 1113–1128.
13. Sakakibara M., Ota T. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 22221–22235.
14. Константиновская Е.А. // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.