

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОФИЗИКА

УДК [551.263.03:551.76](571.56)

ВЕРХОЯНО-ЧЕРСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕН

А.В.Прокопьев

Якутский институт геологических наук СО РАН, г.Якутск

Верхояно-Черский коллизионный ороген (орогенный пояс) представляет собой западную часть Верхояно-Колымских мезозоид от Приверхоянского прогиба на западе до Зырянского прогиба на востоке. Он возник в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна в конце поздней юры-неокоме и "закрытии" разделявшего их Оймяконского малого океанического бассейна. В составе Верхояно-Черского орогена установлены практически все главные элементы, свойственные идеализированной модели коллизионного орогенного пояса. Внешняя зона орогена включает Приверхоянский краевой прогиб и Верхоянский складчато-надвиговой пояс. Внутренняя зона или ядро орогена (Черско-Селенянский пояс) охватывает западную периферию Колымо-Омолонского супертеррейна и образована терригенно-карбонатными отложениями ордовика - верхнего девона. В раннем-среднем палеозое они формировались на окраине Северо-Азиатского кратона, были отчленены от него в составе террейнов в процессе позднепалеозойского рифтогенеза и переместились в течение карбона, перми и триаса относительно кратона на расстояние в 1500-2000 км, что привело к образованию Оймяконского малого океанического бассейна. Разрозненные фрагменты офиолитов, предположительно раннепалеозойского возраста, слагающие тектонические покровы, были обдуцированы в конце среднеюрского времени в процессе амальгамации террейнов и формирования Колымо-Омолонского супертеррейна. К внутренней зоне орогена относится и Кулар-Нерский сланцевый пояс. Ядро орогена представляет собой аллохтон, перекрывающий на расстояние до 150 км образования внешней зоны. К ядру орогена относятся верхнеюрские известково-щелочные вулканы Уяндинско-Ясачненской магматической дуги, сформированные над зоной субдукции океанической коры Оймяконского бассейна под Колымо-Омолонский супертеррейн при его сближении с Северо-Азиатским кратоном. Полуосуненский и Иньяли-Дебинский синклинории со сложно деформированными толщами флиша средне-позднеюрского возраста рассматриваются в качестве образований преддуговых прогибов Уяндинско-Ясачненской дуги. К тыловой зоне коллизионного орогена относятся Илин-Тасский складчато-надвиговой пояс, возникший на месте одноименного задугового прогиба, и Зырянский тыловой прогиб. В комплекс аккреционного клина вовлечены отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса, турбидиты преддуговых прогибов и глубоководные кремнисто-глинистые образования склона и подножья супертеррейна. Шовная зона, разделяющая образования аккреционного клина и преддуговых прогибов, выражена Яно-Индибирским разломом. Складчатые структуры коллизионного пояса были сформированы в два крупных этапа деформаций в позднеюрско-меловое время.

ВВЕДЕНИЕ

Коллизионными орогенами (орогенными поясами) называют горно-складчатые сооружения, возникшие в результате коллизии (столкновения) крупных континентальных блоков земной коры, таких как континенты и микроконтиненты, или супертеррейны [9, 10, 11, 20]. Они противопоставляются аккреционным орогенным поясам, сформированным в процессе аккреции (причленения) сравнительно небольших блоков земной коры различного происхождения (террейнов) к окраине континента или супертеррейна вдоль зоны субдукции.

Под Верхояно-Черским орогеном (орогенным поясом) понимаются все тектонические структуры, расположенные к востоку от Сибирской платформы и до Зырянского прогиба включительно (рис. 1; 2-Б).

Он охватывает западную часть Верхояно-Колымских мезозоид и возник в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна в конце поздней юры-неокоме и закрытии разделявшего их Оймяконского малого океанического бассейна [4]. Образование Колымо-Омолонского супертеррейна связано с амальгамацией (слиянием) в конце средней юры нескольких террейнов, часть которых была ранее отчленена от Северо-Азиатского кратона в процессе позднепалеозойского рифтогенеза [5, 16]. Верхояно-Черский ороген обладает всеми характерными чертами строения коллизионных орогенных поясов. На рис. 2 приведены два разреза: идеализированная модель коллизионного орогенного пояса и схематичный геологический разрез через центральную часть Верхояно-Черского орогена. В строении

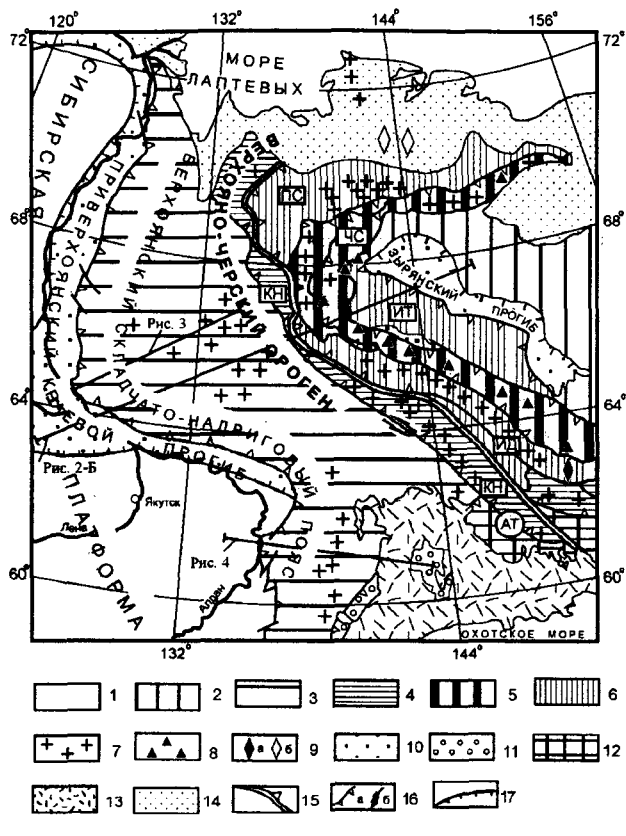


Рис.1. Тектоническая схема Верхояно-Черского коллизии орогена (орогенного пояса).

1 - Сибирская платформа; 2 - внутренняя часть Колымо-Омолонского супертеррейна; 3 - 10 - Верхояно-Черский ороген; 3-4 - образования Северо-Азиатского крата: 3 - Верхоянский складчато-надвиговый пояс (внешняя зона орогена), 4 - Кулар-Нерский сланцевый пояс (КН) (внутренняя зона орогена); 5-9 - образования Колымо-Омолонского супертеррейна (внутренняя и тыловая зоны орогена, ЧС - Черско-Селенняхский пояс); 5 - ранние амальгамационные образования, 6 - преддуговые (ПС-Полуосенский, ИД - Иньяли-Дебинский) и задуговой (ИТ - Иленье-Тасский) прогибы, 7 - пояса коллизионных гранитов, 8 - Уяндинско-Ясачненская магматическая дуга, 9 - офиолиты (а - Дебинские, б - Хромские, по геофизическим данным); 10 - краевой и тыловой прогибы; 11 - Охотский террейн; 12 - Вилюгский террейн, 13 - вулканоплутонические образования Удского и Охотско-Чукотского поясов; 14 - кайнозойские отложения; 15 - Яно-Индибирский шов; 16 - надвиги (а), сдвиги (б), АТ - Адгича-Тарынский разлом, 17 - условная граница красных и тыловых прогибов.

Верхояно-Черского коллизии орогена выделяются внешняя, внутренняя и тыловая зоны (рис. 2-Б).

ВНЕШНЯЯ ЗОНА ОРОГЕНА

Зона представлена Приверхоянским краевым прогибом и Верхоянским складчато-надвиговым поясом. Приверхоянский краевой прогиб, выполненный позднеюрско-меловыми обломочными отложениями, протягивается на 1100 км перед фронтом складчато-надвигового пояса. Континентальные меловые отложения перекрывают согласно мелковод-

ные морские на севере и континентальные на юге верхнеюрские толщи. Максимальная их мощность (3-4 км) устанавливается перед фронтом складчато-надвигового пояса. Верхоянский складчато-надвиговый пояс имеет типичную миогеоклинальную структуру и подразделяется на Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский секторы. Отложения складчато-надвигового пояса относятся к образованиям Верхоянской пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского крата.

Западно-Верхоянский сектор вблизи платформы сложен преимущественно отложениями карбона и перми, которые к востоку сменяются триасовыми и юрскими толщами. Это мощный клин (до 15 км) обломочных прибрежно-морских, дельтовых и шельфовых отложений верхоянского терригенного комплекса, проградирующих в восточном направлении. К западу, в пределах Сибирской платформы, они сменяются синхронными прибрежно-морскими и аллювиальными накоплениями, а к востоку переходят в турбидиты и глубоководные черносланцевые отложения.

Во фронтальной зоне Западно-Верхоянского сектора развиты, в основном, складки-взбросы, обратные надвиги и вдвиги. Базальный срыв приурочен к глинистым горизонтам в основании триаса, смещающаяся к востоку вниз по разрезу на глинистые горизонты перми и, видимо, гипсы среднего-верхнего девона [17]. Ширина фронтальной зоны достигает 100 км в центральной части Западно-Верхоянского сектора, где надвиги наиболее продвинуты в сторону платформы, уменьшаясь в северном и южном направлениях. Структура центральной зоны определяется слепым дуплексом в карбонатном позднедевонском - среднепалеозойском комплексе, чешуйчатые веерами и обратными надвигами в верхоянском терригенном комплексе (рис. 3). Базальный срыв здесь смещается на основание осадочного комплекса, трассируется по кровле кристаллического фундамента и является подошвенным надвигом дуплекса. Кровельный надвиг дуплекса является подошвенным надвигом для дислокаций верхоянского комплекса. Развитие дуплексов в карбонатном комплексе определило образование крупнейших антиклинорий складчато-надвигового пояса. Кульминации антиклинорий отвечают наиболее поднятым частям дуплексных структур [18]. Поперечные пояса меловых гранитных массивов прорывают складчатые структуры сектора.

Южно-Верхоянский сектор вдоль границы с платформой сложен верхнедевонскими, нижне- и среднепалеозойскими терригенно-карбонатными шельфовыми отложениями, которые в восточном направлении сменяются склоновыми разновозрастными толщами. В центральной части сектора вскрываются средне-верхнедевонские рифтовые образования. Нижнекаменноугольные - нижнепермские терриген-

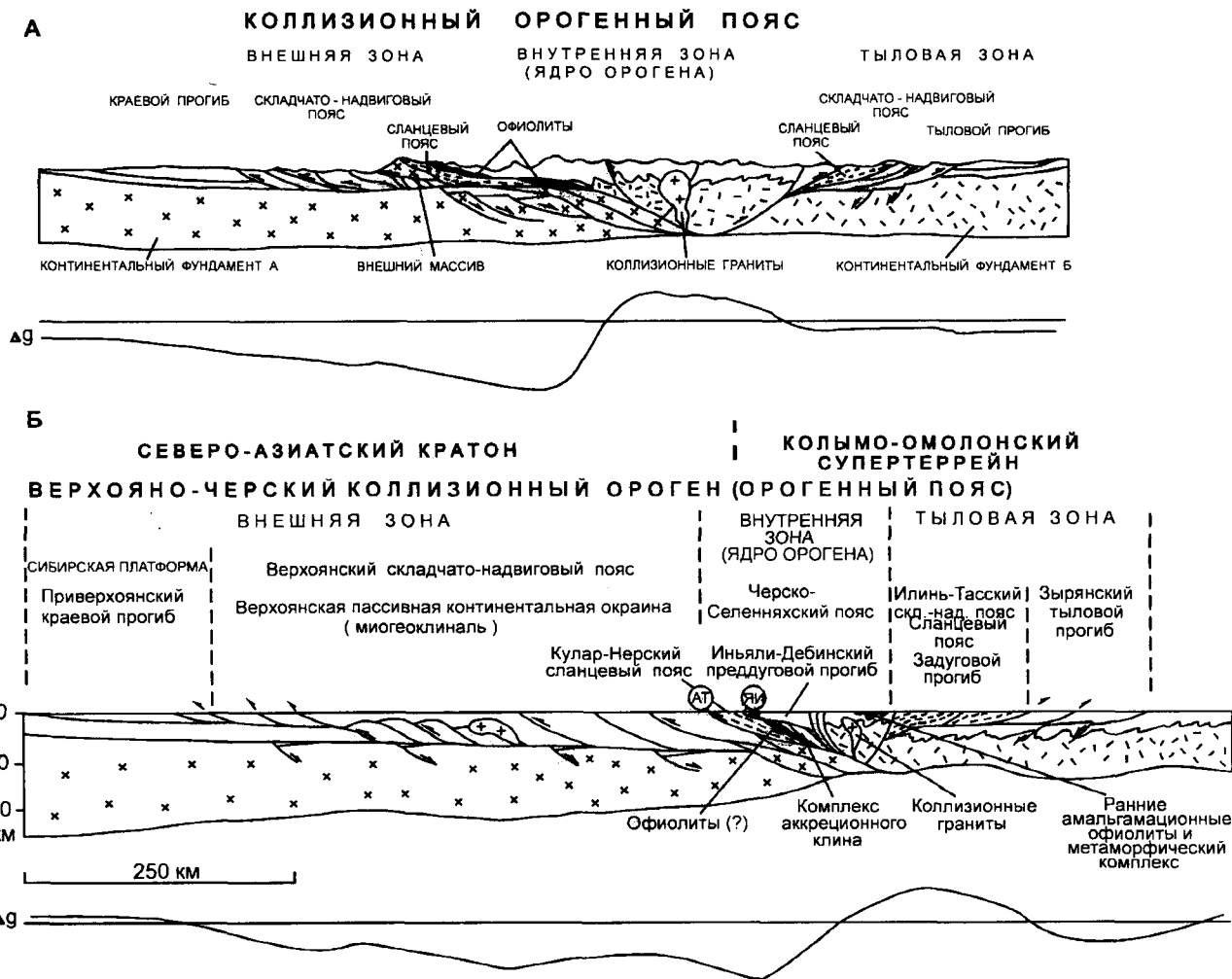


Рис. 2. А - Идеализированная модель коллизионного орогенного пояса. Усредненная гравитационная кривая построена на основе современных гравиметрических данных для различных орогенных коллизионных поясов [по 9, 10, 11, 12, 20 с изменениями]. Б - Схематичный геологический разрез через центральную часть Верхояно-Черского коллизионного орогена. АТ - Адыча-Тарынский разлом, ЯИ - Яно-Индибирский разлом. Линия разреза показана на рис. 1.

ные отложения на востоке сектора представляют собой типичные турбидиты склоновых подводных конусов выноса и континентального подножья. Верхнепермские - мезозойские, существенно песчаниковые толщи имеют дельтовую природу. В Южно-Верхоянском секторе выделяются три тектонические зоны долготного простираения, различающиеся стилем деформаций (рис.4). Вдоль границы с платформой протягивается Кыллахская зона, имеющая покровно-складчатое строение. Структура зоны определяется крупнейшим в складчато-надвиговом поясе Кыллахским надвигом с амплитудой горизонтального перемещения до 90 км [6]. Тыловая часть зоны представляет собой рамповую антиклиналь, сформированную над крупным усеченным дуплексом. Сетте-Дабанская зона, занимающая осевое положение в пределах сектора, имеет в поперечном сечении структуру «цветка» или «пальмового дерева». Формиро-

вание веерообразной структуры и субдолготного метаморфического пояса связано с транспрессионными левосдвиговыми перемещениями вдоль оси зоны. Сдвиговые деформации наложены на ранние надвиговые структуры, вскрывающиеся в Кыллахской зоне. Аллах-Юньская зона характеризуется сжатыми складками подобного типа с кливажом осевой плоскости восточной вергентности, которые сопряжены с крутыми надвигами [7, 17].

Внутренняя и тыловая зоны Верхояно-Черского орогена включают образования Кулар-Нерского сланцевого пояса, юго-западного и северо-восточного флангов Колымо-Омолонского супертеррейна.

ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА ОРОГЕНА

Внутренняя зона (или ядро) орогена представлена Черско-Селенняхским поясом, охватывающим периферию Колымо-Омолонского супертеррейна и

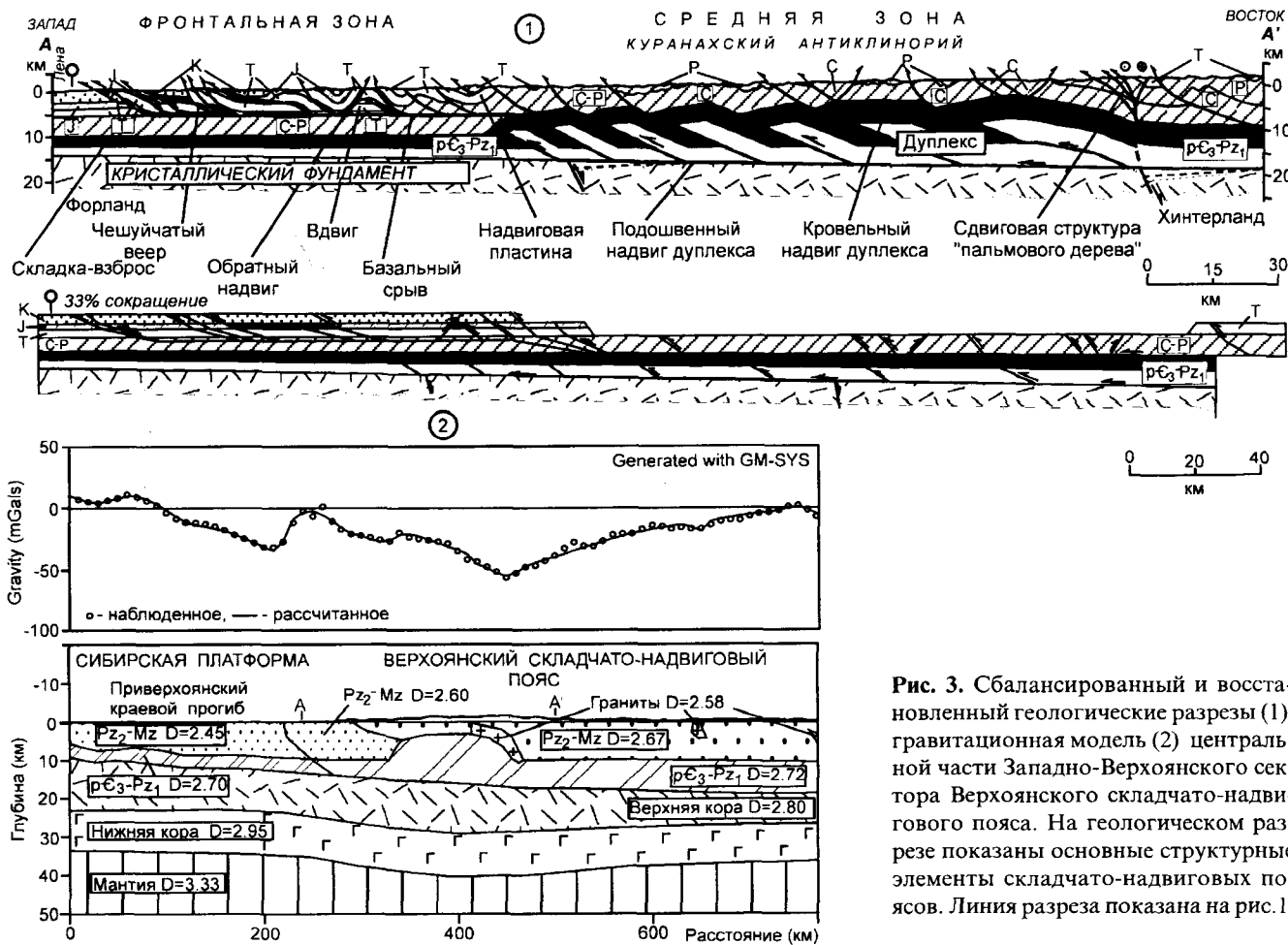


Рис. 3. Сбалансированный и восстановленный геологические разрезы (1), гравитационная модель (2) центральной части Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. На геологическом разрезе показаны основные структурные элементы складчато-надвиговых поясов. Линия разреза показана на рис. 1.

Кулар-Нерский сланцевый пояс (рис. 1; 2-Б). Кулар-Нерский сланцевый пояс образован сложно и неоднократно деформированными глубоководными черносланцевыми толщами перми, триаса и нижней юры, которые рассматриваются в качестве дистальных накоплений континентального склона Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона, его подножья и, возможно, океанического бассейна. Образования сланцевого пояса отделены от отложений внешнего шельфа пассивной окраины Адыча-Тарынской зоной разломов северо-западного простирания с признаками больших надвиговых и последующих левосторонних сдвиговых перемещений. Предполагается, что черносланцевые толщи шарьированы на 150 км в западном направлении [13].

Периферийные образования Колымо-Омолонского супертеррейна представлены преимущественно мелководными, существенно карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и кремнисто-глинистыми глубоководными отложениями низов карбона, перми, триаса и нижней юры, интенсивно деформированными и нарушенными надвигами и сдвигами. Карбонатные образования ордовика - верхнего девона ядра орогена по литологии, фауне и па-

леогеографии близки к разновозрастным толщам Сетте-Дабанской зоны южной части внешней зоны орогенного пояса [1]. В раннем-среднем палеозое они располагались на окраине Северо-Азиатского кратона, были отчленены от него в составе террейнов в процессе позднепалеозойского рифтогенеза и переместились в течение карбона, перми и триаса относительно кратона на расстояние в 1500-2000 км, что привело к образованию Оймяконского малого океанического бассейна [4]. В современном структурном плане блоки, сложенные ниже-среднепалеозойскими, существенно карбонатными породами, отделены от верхнепалеозойских-мезозойских отложений периферии супертеррейна системами пологих надвигов и сдвигов. В пределах ядра орогена известны разрозненные фрагменты офиолитов, предположительно раннепалеозойского возраста, слагающие тектонические покровы и описанные как офиолитовый пояс хребта Черского [14]. Обдукция этих офиолитов и метаморфизм произошли в конце среднеюрского времени в процессе амальгамации террейнов и формирования Колымо-Омолонского супертеррейна [4]. Эти образования во время коллизии деформированы поздними надвигами и сдвигами. Верхнеюрские из-

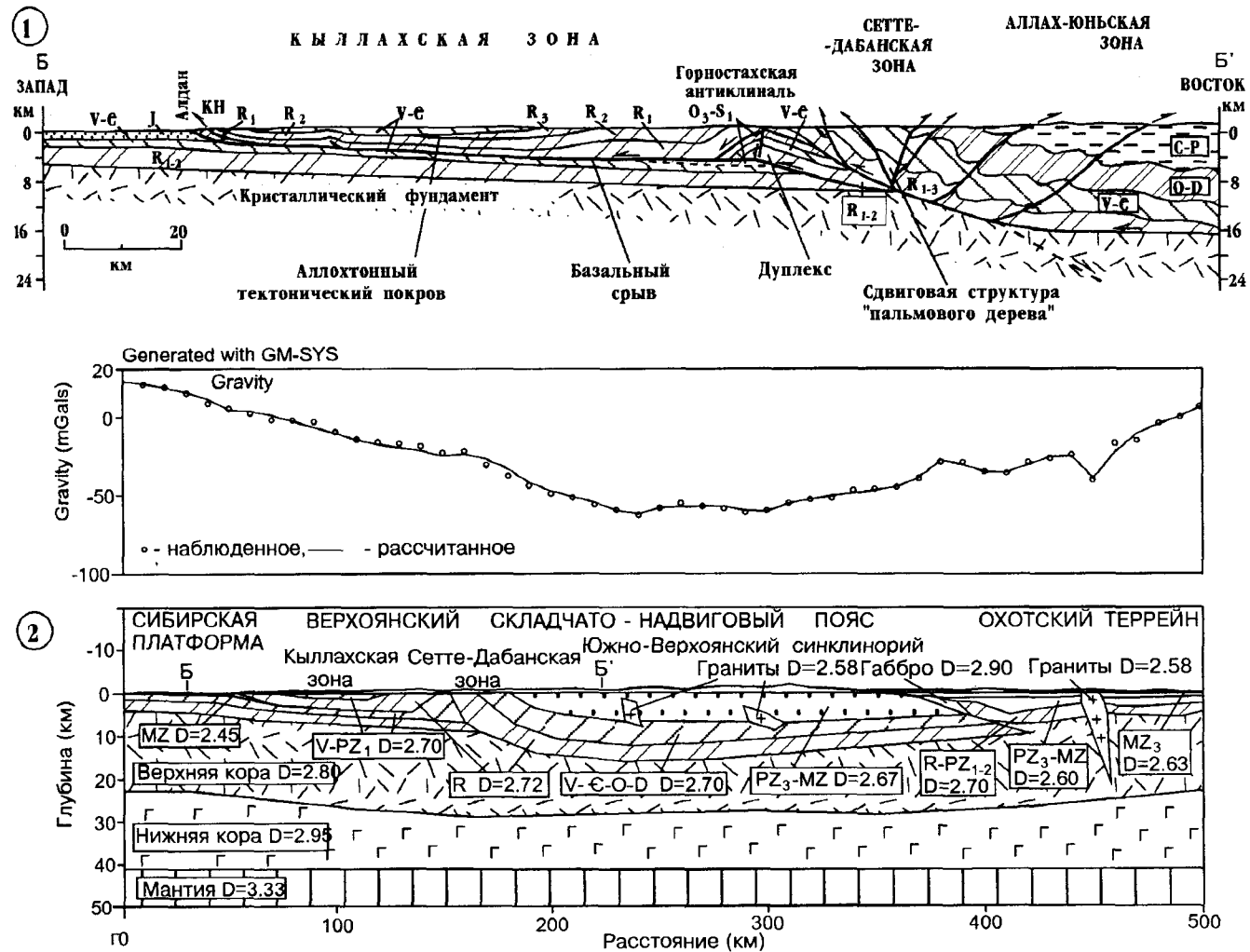


Рис.4. Геологический разрез (1) и гравитационная модель (2) центральной части Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. На геологическом разрезе показаны основные элементы строения складчато-надвиговых поясов и сдвиговых структур. КН - Кыллахский надвиг. Линия геологического разреза показана на рис.1.

вестково-щелочные вулканы Уяндинско-Ясачненской дуги, которые несогласно перекрывают палеозойские и раннемезозойские отложения, образовались над зоной субдукции океанической коры Оймяконского бассейна под Колымо-Омолонский супертеррейн во время его сближения с Северо-Азиатским кратоном. Полоусненский и Иньяли-Дебинский синклиории сложены мощными, сложно деформированными толщами флиша средне-позднеюрского возраста и рассматриваются в качестве образований преддуговых прогибов Уяндинско-Ясачненской дуги [16]. Образования ядра орогена прорваны коллизионными гранитами позднеюрско-мелового возраста.

В аккреционный клин Уяндинско-Ясачненской вулканической дуги (рис. 2-Б) включаются образования Кулар-Нерского сланцевого пояса [4, 16] и глубоководные кремнисто-глинистые отложения нижнего карбона - нижней юры склона и подножья супертеррейна, залегающие в виде тектонических

пластин и клиньев вдоль периферии выходов карбонатных толщ в ядре орогена. Отложения Полоусненского и Иньяли-Дебинского преддуговых прогибов перемещены в процессе коллизии в западном направлении и шарьированы на образования Кулар-Нерского сланцевого пояса по Яно-Индибирскому шву. Они менее деформированы, чем подстилающие, более древние отложения аккреционного клина. Яно-Индибирский шов разделяет образования аккреционного клина и преддуговых прогибов и включает ранее выделявшиеся Чай-Юреинский, Чаркы-Индибирский и Янский разломы [3], последовательно сменяющие друг друга в северо-западном направлении. К реликтам океанической коры Оймяконского бассейна в составе аккреционного клина можно отнести Дебинский выход офиолитов, расположенный на юго-востоке Иньяли-Дебинского синклиория [14], а также предполагать их присутствие в среднем течении р.р. Хрома и Берелех, где они перекрывают

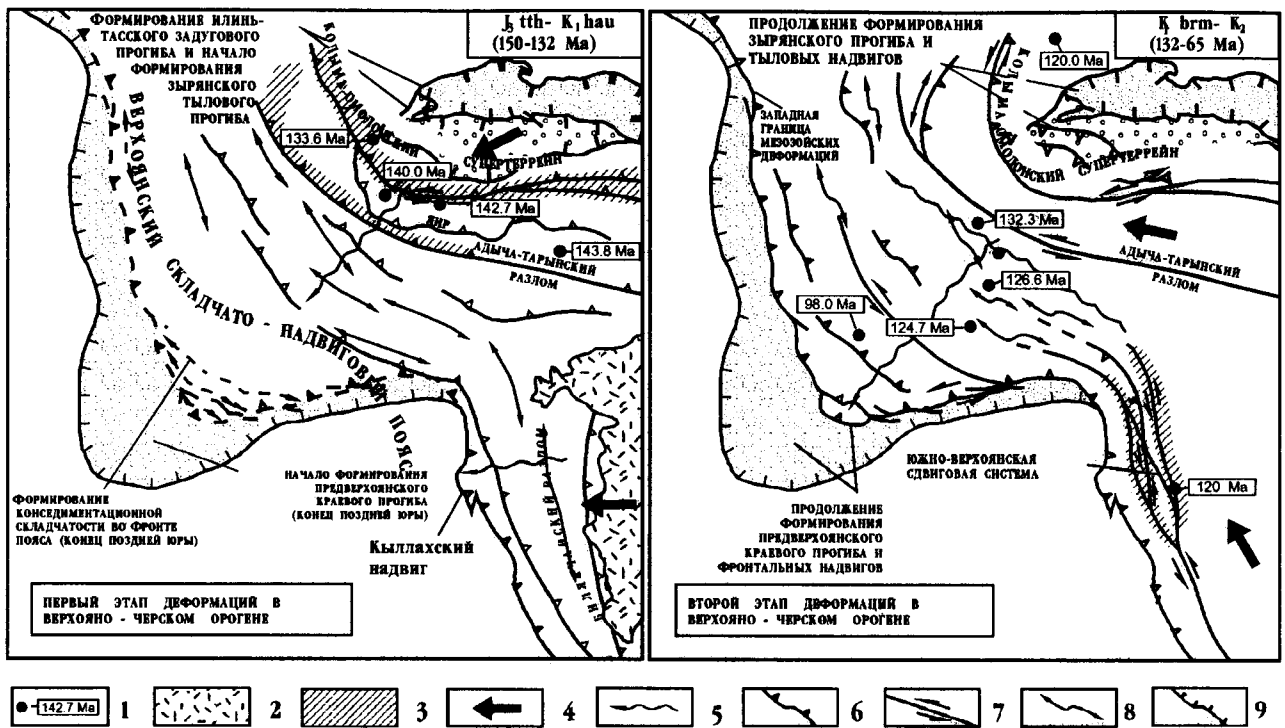


Рис. 5. Схема кинематики деформаций при формировании Верхояно-Черского коллизионного орогена.

1 - гранитные массивы, прорывающие деформированные отложения и их возраст по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования; 2 - позднемезозойские образования, перекрывающие деформированные комплексы; 3 - метаморфические пояса; 4 - направление тектонического транспорта; 5 - направление миграции складчатости; 6 - надвиги; 7 - сдвиги; 8 - оси антиклиналей; 9 - условная граница краевых и тыловых прогибов; ЯИР - Яно-Индигорский разлом.

ты чехлом кайнозойских отложений Приморской низменности и выражены интенсивными положительными гравитационными и магнитными аномалиями [8] (рис.1).

Аккреционному клину и ядру орогена соответствует интенсивный градиент в поле силы тяжести (рис. 2-Б). По наблюдениям в других орогенных поясах коллизионного типа такой градиент обычно маркирует шовную зону между двумя сталкивающимися блоками, позволяет предполагать присутствие офиолитов, указывает на утонение окраины континентальной коры, которая может быть отчасти перекрыта более плотными породами соседнего континентального блока, а также может свидетельствовать, что кристаллический фундамент окраины расчленен надвигами и перемещен в направлении внешней зоны орогенного пояса [9, 12] (рис.2-А). Рассчитанная гравитационная модель [13] по профилю вкосте простираения Верхояно-Черского орогена показывает, что образования ядра орогена на его юго-западном отрезке шарьированы, как и толщи Кулар-Нерского сланцевого пояса, в западном направлении и перекрывают на 150 км окраину кратона. Эта величина приблизительно равна ширине гравитационного градиента. В северном направлении ширина гра-

диента уменьшается до 50-70 км, что может свидетельствовать о менее масштабных здесь шарьяжных перекрытиях.

ТЫЛОВАЯ ЗОНА ОРОГЕНА

К тыловой зоне Верхояно-Черского орогена относятся Илин-Тасский складчато-надвиговой пояс северо-восточной вергентности и Зырянский тыловой прогиб (рис. 1; 2-Б). Илин-Тасский складчато-надвиговой пояс сложен мощными (более 6 км) черносланцевыми киммеридж - волжскими отложениями задугового прогиба Уяндинско-Ясаченской магматической дуги [4]. Образования ядра орогена взброшены в северо-восточном направлении на отложения задугового прогиба, которые, в свою очередь, надвинуты на нижнемеловые - неогеновые угленосные отложения Зырянского тылового прогиба, мощность которых достигает 5,5 км перед фронтом складчато-надвигового пояса. Базальный срыв надвигов Зырянского прогиба трассируется по подошве неокомовых толщ [2]. Западная и юго-западная вергентность складчатости, характерная для внешней зоны и юго-западного фланга ядра орогена, сменяется на северо-востоке внутренней зоны и в тыловой зоне на северо-восточную.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНА

Складчатость в ядре орогена и в тылу внешней зоны начала формироваться в конце поздней юры, продвигаясь в юго-западном и северо-восточном направлениях, и завершилась формированием систем фронтальных надвигов вдоль границы с Сибирской платформой в позднем мелу и тыловых надвигов Илин-Тасского складчато-надвигового пояса в кайнозое [2, 17]. В первый этап деформаций (титон-неоком) произошло формирование надвигов в ядре орогена и в тылу Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, где дислокации прорваны коллизионными гранитами, имеющими возраст по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования 150-134 млн лет. Во фронте внешней зоны орогенного пояса в это время начал формироваться Приверхоянский краевой прогиб и конседиментационная складчатость [17]. В тыловой зоне происходило накопление осадков, сносимых из ядра орогена в Илин-Тасский задуговой прогиб. Характер дислокаций и конфигурация Илин-Тасского задугового прогиба позволяет предполагать, что он мог формироваться как структура "pull-apart basin" в процессе развития крупных сдвигов вдоль северо-восточного ограничения ядра орогена. Аналогичным образом могли быть сформированы и позднемезозойские грабены во внутренней зоне орогена. В начале неокома начинается формироваться Зырянский тыловой прогиб. Этап завершился образованием надвиговых и сдвиговых структур в Южно-Верхоянском секторе, которые на востоке перекрываются неокотовыми вулканитами Удского пояса (рис.5). Во второй этап (баррем-поздний мел) формируются складчато-надвиговые структуры и фронтальные надвиги Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Продвижение складчатости в юго-западном направлении маркируется омоложением в этом же направлении прорывающих гранитных массивов с возрастом по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования от 132 до 98 млн лет. В конце этапа в ядре орогена и в тылу внешней зоны надвиги трансформируются в левосторонние сдвиги, что связано, вероятно, со сменой направления перемещения Колымо-Омолонского супертеррейна. Им синхронны надвиги и сдвиги вдоль северо-западной окраины супертеррейна, прорванные коллизионными гранитами с возрастом 127-120 млн лет [4]. В тыловой зоне продолжает формироваться Зырянский прогиб и фронт надвигов Илин-Тасского складчато-надвигового пояса смещается в северо-восточном направлении. Формирование Илин-Тасского складчато-надвигового пояса могло происходить и за счет сдвиговых перемещений вдоль его осевой части с образованием транспрессионной структуры "цветка" или "пальмового дерева", на что указывает распространение здесь разломов с комбинированной взбросо-сдвиговой кинематикой [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении позднеюрско-мелового Верхояно-Черского коллизионного орогена (орогенного пояса) присутствуют практически все главные элементы идеализированной модели коллизионного орогенного пояса, что делает его типичным примером такого класса тектонических структур (см. рис.2). Дискуссионными остаются детали строения комплекса аккреционного клина из-за его недостаточной изученности. Отсутствие крупных выходов офиолитов может свидетельствовать о почти полном поглощении океанической коры Оймьяконского бассейна в зоне субдукции. Остается до конца неясным направление перемещения Колымо-Омолонского супертеррейна в период его аккреции и коллизии. Имеющиеся данные [15] позволяют предполагать, что столкновение супертеррейна с кратоном происходило в первый этап не фронтально, а под острым углом в процессе так называемой косой коллизии. При этом супертеррейн, перемещаясь в северо-западном направлении, являлся жестким индентором, аналогично Индийской плите при ее коллизии с Азиатским континентом [19]. В пользу этого может говорить тот факт, что вдоль периферии ядра орогена наблюдаются дислокации с комбинированной левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой, а возраст коллизионных гранитов Главного батолитового пояса омолаживается в северо-западном направлении от 150 до 134 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты 95-05-15365с и 94-05-17180а). Автор выражает глубокую благодарность Л.М.Парфенову за критические замечания и редакцию текста статьи, моим коллегам В.С.Оксману, В.С.Гриненко, В.Ф.Тимофееву, Ф.Ф.Третьякову и А.В.Дейкуненко за обсуждение и помощь в оформлении, а также В.И.Шпикерману за замечания и поправки, которые были, по возможности, учтены в окончательной редакции статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1996. 72 с.
2. Гайдук В.В., Гриненко О.В., Сюндюков И.Ш. Возраст складчатости Момо-Зырянской впадины//Тихоокеан. геология. 1993. №3. С. 99-108.
3. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. М:Наука, 1979. 208 с.
5. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии//Геотектоника. 1993. №1. С.130-134.
4. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии// Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №6. С.32-43.
6. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П. Палео-

- онтологические доказательства крупных надвиговых перемещений в Южном Верхоянье// Докл. РАН. 1997 (в печати).
7. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
 8. Спектор В.Б., Дудко Е.А. Методические приемы и интерпретация геолого-геофизических данных в Приморской низменности//Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1983. С. 51-57.
 9. Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования /Белов А.А., Буртман В.С., Зинкевич В.П. и др. М.:Наука, 1990. 293 с.
 10. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Общая геотектоника с основами геодинамики. М.:МГУ, 1996. 320 с.
 11. Hatcher R.D. Structural geology. Columbus, Ohio: Merrill Publishing Company, 1990. 531 p.
 12. Hatcher R.D., Williams R.T. Mechanical model for single thrust sheets. Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts//Geol. Soc. of Amer. Bull. 1986. V.97. N8. P.975-985.
 13. Norton I., Parfenov L.M., Prokopiev A.V. Gravity modeling of crustal-scale cross section across the eastern margin of the North Asian craton, northeast Siberia// International conference on Arctic margins. Magadan, Russia. 1994. P. 82-83.
 14. Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tretyakov F.F., Nedosekin Y.D., Layer P.W., Fujita K. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // Journal of Geology. 1995. V.103. P.539-557.
 15. Oxman V.S., Prokopiev A.V. Structural-kinematic evolution of the arcuate orogenic belt of the Chersky mountain system / Curved orogenic belts: their nature and significance. Buenos-Aires. 1995. P.140-146.
 16. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics// Tectonophysics, 1991. V.139. P. 319-342.
 17. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, Eastern Siberia // Tectonics. 1995. V.14. N2. P.342-358.
 18. Prokopiev A.V. The Verkhoyansk thrust-and-fold belt of the Russian Northeast: evolution of sedimentary basins and tectonic structure//30th Internat. Geol. Congr. Abstracts. 1996. V.1. P.142.
 19. Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with Plasticine //Geology. 1982. V.10. P.611-616.
 20. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. New York: W.H.Freeman and Company, 1992. 532p.

Поступила в редакцию 4 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

A.V. Prokopiev

The Verkhoyansk-Chersky collisional orogenic belt

The Verkhoyansk-Chersky orogenic belt embraces the western part of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides from the Priverkhoyansk foreland basin in the west to the Zyryanka basin in the east. It was formed as a result of the collision of the North Asian craton and the Kolyma-Omolon superterrane in the late Late Jurassic-Neocomian and the closing of their separating Oymyakon lesser ocean basin. The belt reveals almost all major elements of the idealized orogen. The outer zone includes the Priverkhoyansk foreland basin and the Verkhoyansk fold-and-thrust belt. The inner zone, or the core of the orogen (the Chersky-Selennyakh belt) extends along the western periphery of the Kolyma-Omolon superterrane and is made of terrigenous-carbonate deposits of Ordovician-Upper Devonian age. They were formed on the margin of the North Asian craton in Early-Middle Paleozoic time, then were detached from it in the course of Late Paleozoic rifting and displaced over a distance of 1500-2000 km from the craton in the Carboniferous, Permian and Triassic. This led to the formation of the Oymyakon lesser ocean basin. Separate ophiolite fragments of presumed Early Paleozoic age which make up tectonic nappes were obducted during the amalgamation of the terranes and formation of the Kolyma-Omolon superterrane in the late Middle Jurassic. The orogen core includes the Kular-Nera slate belt, too. The orogen core is an allochthon overlying the outer zone deposits over a distance of 150 km. It includes the Upper Jurassic calc-alkaline volcanics of the Uyandina-Yasachnaya magmatic arc formed over the zone of subduction of the oceanic crust of the Oymyakon basin beneath the Kolyma-Omolon superterrane on its convergence to the North Asian craton. The Polousny and Inyali-Debin synclinoria with complexly deformed flysch series of Middle-Late Jurassic age are referred to as formations of the fore-arc basins of the Uyandina-Yasachnaya arc. The rear zone of the collisional belt includes the Ilin-Tass fold-and-thrust belt, which appeared in the site of the back-arc basin under the same name, and the Zyryanka basin. The accretionary wedge complex includes deposits of the Kular-Nera slate belt, turbidites of fore-arc basins and deep-water cherty-clayey rocks on the slope and rise of the superterrane. The suture zone separating the accretionary wedge deposits from those of the fore-arc basins is represented by the Yana-Indigirka fault. The fold structures of the collisional belt resulted from the two-staged deformations in Late Jurassic - Cretaceous time.