Home

на правах рукописи

КОЖУРИН Андрей Иванович

АКТИВНАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

(по данным изучения активных разломов)

25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

АВТОРЕФЕРАТ диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Москва, 2013

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Российской академии наук

Официальные оппоненты:	Рогожин Евгений Александрович, доктор геолого- минералогических наук, профессор, зав. лабораторией сейсмотектоники ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
	Лобковский Леопольд Исаевич, доктор физико- математических наук, член-корреспондент РАН, зав. лабораторией сейсмологии и геодинамики ФГБУН Институт океанологии РАН
	Никишин Анатолий Михайлович, доктор геолого- минералогических наук, профессор, зав. кафедрой региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
Ведущая организация:	Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российский академии наук (ИЗК СО РАН)

Защита состоится 31 октября 2013 года в 14 часов на заседании диссертационного совета Д.002.001.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук по адресу: 123995, ГСП-5, Москва Д-242, Б.Грузинская ул., 10, стр. 1, 3-й этаж, конференц-зал.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук.

Автореферат разослан июля 2013 г.

Отзывы на автореферат, заверенные печатью, в 2-х экземплярах направлять по адресу: 123995, ГСП-5, Москва Д-242, Б.Грузинская ул., 10, стр. 1., Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ученому секретарю диссертационного совета Олегу Григорьевичу Онишенко

Ученый секретарь диссертационного совета доктор физ.-мат. наук



введение

Работа посвящена активной тектонике и геодинамике Тихоокеанского тектонического пояса - одного из двух, наряду с Альпийско-Гималайским, глобальных тектонических образований Земли. Исследуемый северо-западный сектора пояса, наименее изученный, включает поднятие о-ва Сахалин, Камчатский сегмент Курило-Камчатской островной дуги и крайний северовосточный регион Азии.

Тихоокеанский тектонический объединяет пояс комплекс «разновозрастных структурных образований земной коры, связанных единой системой простираний, укладывающихся в огромное тектоническое кольцо, разделяющее ложе Тихого океана и древние платформы окружающих его континентов» [Пущаровский, 1972, с. 10]. По площади и по включаемым в него структурам на востоке Азии пояс примерно соответствует зоне перехода континент-океан [Рудич, 1962], в современном виде сформировавшейся после отмирания и деструкции меловой активной окраины [Меланхолина, 1988]. Объединяемые зоной области различаются по возрасту складчатости, времени формирования континентальной коры [Тектоника ..., 1980], в целом с омоложением в сторону океана. В то же время, зона перехода едина – активные геологические и тектонические процессы действуют в унисон по всей ее ширине.

Очевидно, что причиной деформаций и, соответственно, формирования относительные взаимодействие пояса являются движения И структур разделяемых ИМ океанических И окружающих ИХ континентальных пространств. Мысль о кинематическом единстве и согласованности движений в переходной зоне высказывалась давно [Benioff, 1959; St. Amand, 1959] и была подчеркнута позже и автором [Трифонов, Кожурин, 1982; Кожурин, 1988; Kozhurin, 2004].

Любая геодинамическая модель в приложении к обширным пространствам континентов или океанов должна следовать из анализа структур, развивающихся в каждой части этого пространства одновременно. В работе такими структурами являются активные разломы, в движениях по которым прямо отражается режим деформирования земной коры в определенной геодинамической ситуации в течение единого сравнительно короткого интервала времени, максимально приближенному к современности.

При изучении активных разломов решались, прежде всего, вопросы их распределения на обширной территории Северо-востока Азии, выделения отдельных зон и поясов разломов, а также определения кинематических параметров активных разломов в геодинамических ситуациях, характерных сегментов отрезков переходной зоны, различающихся И положением относительно ее внешней и внутренней границ. Рассматривался также вопрос взаимоотношения периокеанических систем активных разломов И внутриконтинентальных. Такие работы были выполнены в камчатском сегменте Курило-Камчатской островной дуги и в зоне ее сочленения с Алеутской дугой (Глава I), то есть вблизи океанической границы переходной

3

зоны. Сведения об активной разломной тектонике части пояса вблизи ее континентальной (фронтальной) границы были получены при изучении Сахалинского поднятия (Глава II). Для района севернее Камчатки и Сахалина (северо-восток Азии) приводятся данные о характере перемещений вдоль отдельных сегментов активных продольных разломных зон - Ланково-Омолонской и Корякского нагорья (Глава III). Для решения вопроса о соотношении систем периокеанических и внутриконтинентальных активных деформаций привлечены литературные данные и данные автора об активной разломной тектонике юго-восточной части хребтов Момский и Черский и побережья залива Шелихова Охотского моря. В работе этот вопрос сводится к того. существуют какие-либо поперечные выяснению структуры В Тихоокеанском поясе на продолжении внутриконтинентальных систем и, в связи с этим, насколько структурно оправдано выделение малых литосферных плит. В Главе IV описывается Тихоокеанский тектонический пояс в целом. Акцент здесь сделан на описании распространения и кинематики крупных активных разломов и их зон, а также на плановой геометрии составляющих пояс островных дуг и областей задугового растяжения, которые в совокупности позволяют высказать предположения об общем движении, соответствующем рангу пояса. Очевидно, что в каких-то участках пояса это движение может проявляться явно, а в других, в силу локальных геодинамических условий, быть затушеванным деталями.

Основная проблема, решаемая в работе, состоит в выявлении закономерностей проявлений активной тектоники и геодинамики северозападного сектора Тихоокеанского пояса и пояса целом и, на этой основе, выявлении единого механизма, источника движений, наличие которого выделение пояса подразумевает. Исходное требование, которое при этом соблюдается – применимость источника движений для всего пояса: его и Северо-Американского, и Азиатско-Аляскинского сегментов.

В работе не рассматривается доновейшая эволюция изученных регионов. Временные рамки закономерностей тектонических деформаций и движений в каждом из них определяются продолжительностью временного интервала, на который могут быть экстраполированы данные изучения активных разломов. Как правило, этот интервал соответствует времени, когда сформировался наблюдаемый ныне тектонический дифференцированный рельеф земной поверхности. В конкретных ситуациях изученных районов деформации, прямыми показателями которых являются перемещения по активным разломам, начались относительно недавно - 1-2 млн. лет назад. <u>Поэтому, в целом, заключения и выводы, следующие из изучения активных</u> <u>разломов, относятся, прежде всего, к концу плиоценового – четвертичному</u> <u>времени.</u>

Исходными в работе являются данные об активных разломах. Под активными разломами в работе понимаются разломы, движения по которым не только происходили в недавнем геологическом прошлом, но и будут происходить в некотором ближайшем геологическом будущем. Основанием для

4

ожидания будущих движений по разлому является наличие хотя бы одной подвижки по нему в течение последних (считая от современности) первых десятков тысяч лет, а практических критерием обнаружения и картирования – смещение разломом позднеплейстоцен-голоценовых (молодых форм рельефа). Основные методы, применяющеся при изучении активных разломов – геолого-геоморфологический и структурного анализа.

Актуальность работы

Изучение активных тектонических процессов представляет важнейшую часть фундаментальных исследований в науках о Земле. Обращение, в рамках таких исследований, к объектам, проявленным, в силу их геологической молодости, отчетливо и ярко, позволяет наиболее полно и всесторонне представить общие и частные закономерности распределения деформационных структур разного типа и разной степени напряженности на поверхности Земли. Это, в свою очередь, дает основу для восстановления механизмов и процессов, их порождающих, а также обеспечивает понимание того, как эти процессы могли происходить в прошлом.

Распределение активных тектонических структур, границ плит и блоков, в них проявленных, является необходимой основой интерпретации геофизических параметров (физических свойств) земной коры и литосферы и создания моделей их глубинного строения, интерпретации результатов инструментальных измерений современных движений земной коры, в том числе, методами спутниковой геодезии.

Изучение активных тектонических процессов имеет прогностический потенциал, реализуемый, прежде всего, в оценке связанной с ними сейсмической опасности с целью обеспечения нормального бесперебойного функционирования инфраструктурных объектов и, прежде всего, безопасности людей.

Цели и задачи работы

<u>Цель работы</u> состоит в выявлении общих параметров активных перемещений в северо-западном секторе Тихоокеанского тектонического пояса и в поясе в целом, и их вариаций в локальных геодинамических условиях на внешней (удаленной от Тихого океана) и внутренней (граничащей с океаном) периферии пояса. Как сопутствующий этой цели решался вопрос о характере структурного взаимоотношения пояса с внутриконтинентальным подвижным поясом на северо-востоке Азии (Момско-Черским).

Основные задачи исследования включали:

1) выявление и картирование активных тектонических нарушений в пределах изученных районов, их изучение комплексом методов, определение основных кинематических параметров, прежде всего – направления смещений.

2) выделение структурных сочетаний (рисунков), образуемых активными разломами, их интерпретация как показателей режима активного деформирования объемов земной коры, в которых они развиты.

3) выявление механизмов (причин) деформирования земной коры изученных районов и пояса в целом.

Фактический материал и методы исследований

В основу диссертации положены результаты полевых исследований на Камчатке в 1980-1987 и 2003-2008 годах, на Сахалине в 1995-2001 и 2006-2007 годах, в Якутии в 1990 и 1991 годах, на юге Корякского нагорья в 2010 году. Работы проводились главным образом в рамках программ ОНЗ РАН и грантов РФФИ. Исходные общие представления о распределении основных активных разломов В регионе были получены при работе про проекту II-2 Международного комитета по литосфере «Карта крупнейших активных разломов Мира» [Ioffe, Kozhurin, 1996; Trifonov, 2004;], а также при работах по созданию сейсмотектонической основы для карт общего сейсмического районирования ОСР-97 и ОСР-2012 [Уломов, Шумилина, 1999; Уломов, 2012]. всех проектах автор был составителем и редактором фрагмента Bo соответствующих карт на восток Евразии.

Для решения поставленных в работе задач использовался комплекс методов, включающий дешифрирование и интерпретацию дистанционных (космических материалов аэрофотоснимков, топографических И И батиметрических цифровых рельефа), карт, моделей полевые геоморфологические и геологические исследования, в том числе – тренчинг, детальную топографическую съемку, георадарное профилирование.

Научная новизна и личный вклад автора

1. Впервые выделена как единая система активных правосдвиговых разломов и разломных зон американского и азиатского сегментов внешней периферии Тихоокеанского тектонического пояса.

2. Доказана правосдвиговая кинематика элемента этой системы на северо-востоке Азии (Ланково-Омолонская зона).

3. Доказана сдвиговая правого знака кинематика активных разломов Северного Сахалина, а также наличие правосдвиговой компоненты движений по взбросовым разломам Центрального и Южного Сахалина. Впервые движения вдоль единой правосдвиговой зоны, протягивающейся вдоль всего поднятия острова Сахалин, объяснены ее принадлежностью к системе правосдвиговых разломов внешней периферии Тихоокеанского пояса.

4. Детальными геологическими исследованиями доказана сбросовая кинематика активных разломов Восточно-Камчатской зоны, а также их листрическая морфология. Выявлена связь формирования системы продольных ассиметричных поднятий и впадин Центральной Камчатки, ограниченных листрическими сбросами, с динамикой краевой (северной) части зоны поддвига – отступанием погруженной части Тихоокеанской плиты в сторону океана.

5. Впервые на основе прямых структурных данных (распределение и кинематика активных разломов) доказан коллизионный характер взаимодействия Алеутской и Камчатской дуг. Предложена модель «мягкой» коллизии, в которой одна из взаимодействующих дуг (Алеутская) представляет не единое жесткое образование, а набор блоков, способных перемещаться относительно друг друга.

6. Предложен единый для всего Аляскинско-Азиатского сегмента Тихоокеанского тектонического пояса источник правосторонних перемещений по продольным активным разломам, которым является не ортогональное простиранию пояса сближение Тихоокеанской плиты с ее континентальным обрамлением.

Практическое значение

Интенсивное промышленно-хозяйственное освоение территорий, в том числе – дальневосточных, требует обоснованной оценки сейсмической опасности (максимальной силы возможных землетрясений, периодов их повторяемости), связанной с эволюцией активных тектонических структур. Реализация ни одного более или менее крупного строительного проекта не без возможных сейсмических проявлений обходится учета активных тектонических процессов, главным образом, перемещений по активным разломам. Работы, направленные на определение параметров движений по активным разломам, позволяющих оценить их сейсмический потенциал, выполнялись на Сахалине (по заказу администрации области, также при проектировании прокладки продуктопроводов шельфовых нефтяных проектов) и на Камчатке (в целях оценки сейсмической опасности от коровых землетрясений, прямо не связанных с поддвигом Тихоокеанской плиты под Камчатку). Результаты исследований автора использованы при подготовке сейсмотектонической основы для карт общего сейсмического районирования России ОСР-97 и ОСР-2012.

Защищаемые положения

1. На внутренней периферии пояса, в островных дугах, режим деформирования определяется локальными особенностями динамики поддвига океанической плиты. Земная кора Центральной Камчатки, располагающейся над северным краем Тихоокеанской плиты, растягивается в сторону океана, следуя за смещающейся в том же направлении погруженной частью океанической плиты.

2. За краем плиты, на полуострове Камчатский (северном из восточных полуостровов Камчатки), распределение и кинематика активных структур соответствуют коллизионному взаимодействию Камчатской и Алеутской островных дуг. Характерным для коллизионного процесса является наличие компоненты поддвига в сближении Командорского сегмента Алеутской дуги и Камчатки.

2. Активные разломные деформации поднятия острова Сахалин составляют единую правосдвиговую зону. На севере острова правосторонняя компонента движений по продольным разломам преобладает. В центральной и южной частях острова, сопряженных с прогибом Татарского пролива, правосдвиговые движения дополнены существенной взбросовой компонентой. Сахалинская правосдвиговая зона структурно связана с правосдвиговыми активными разломами северо-востока Азии и представляет элемент системы правосдвиговых разломов внешней периферии Тихоокеанского пояса.

4. Зона перехода континент-океан на северо-востоке Азии – сегмент единого Тихоокеанского тектонического пояса, протягивающегося от Северной Америки до Индонезии вдоль дуги большого круга. Относительное движение разделяемых поясом океанических (Тихоокеанская плита) и континентальных (Евразийская и Северо-Американская плиты) пространств включает, помимо их сближения, правосдвиговую компоненту величиной до первых сантиметров в год. Правосдвиговая компонента проявлена в движениях по разломам и разломным зонам внешней периферии пояса и определяет плановую геометрию островодужных систем внутренней периферии пояса.

Апробация работы

Всего автором опубликовано 72 работы, из них по теме диссертации 42, в том числе 19 в реферируемых журналах из списка ВАК РФ. Результаты работ докладывались на Тектонических совещаниях в Москве (1996, 2010), всероссийских совещаниях в Иркутске (2007, 2012 г.г.), международных совещаниях по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (JKASP) в Петропавловске-Камчатском (2004, 2011), всероссийском с международным участием совещании по проблемам сейсмотектоники в Москве (2011), ассамблеях EGU в Вене (2007, 2012), международных геологических конгрессах в Пекине и Рио де Жанейро (1996, 2000), симпозиуме AGU в Сан-Франциско (2009).

Структура работы

Работа состоит из 4 глав, общий объем составляет 209 страниц, включая 87 иллюстраций. Список литературы содержит 285 наименований. Во Введении дана общая характеристика работы, обсуждаются ее актуальность, научная новизна и практическое значение, обосновывается постановка решаемой фундаментальной научной проблемы, ставятся цели и задачи работы. Также во Введении приводятся необходимые определения, описываются основные методы исследования. В Главах I – III излагаются фактические данные по регионам (Сахалин, Камчатский сегмент Курило-Камчатской островной дуги, северо-восток Азии), делаются выводы об особенностях деформирования земной коры в локальных геодинамических обстановках в рассмотренных участках пояса. В Главе IV рассматривается данные из литературных источников и личные данные автора, на основе которых делаются выводы об основных параметрах активных перемещений в северо-западном секторе Тихоокеанского тектонического пояса и в поясе в целом. В Заключении суммируются результаты исследование, обсуждается их значение для понимания закономерностей активных тектонических процессов в северозападном секторе Тихоокеанского тектонического пояса.

Благодарности

Автор выражает признательность сотрудникам Геологического института РАН В.Г. Трифонову и А.О. Мазаровичу, критические замечания и конструктивные советы которых способствовали выполнению работы. Особую благодарность автор выражает сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Т.К. Пинегиной и В.В. Пономаревой за плодотворное

сотрудничество и совместные полевые исследования. Автор выражает признательность Е.А. Зеленину, П.Г. Михайлюковой и А.Л. Захарову за самоотверженный труд в полевых условиях и проявленный к работе интерес.

ГЛАВА І. КАМЧАТКА

Полуостров Камчатка представляет блок континентальной коры мощностью до 40-45 KМ, уменьшающейся до 10-15 КМ В сторону глубоководного желоба [Тектоническая.., 2000; Park et al., 2002]. Активный вулканизм на Камчатке сосредоточен в линейных продольных поясах, а проявления сейсмичности образуют единую сейсмофокальную 30HV. Тихоокеанская плита погружается под Камчатку почти ортогонально со скоростью примерно 8-9 см в год (вблизи Алеут), перемещаясь параллельно Командорскому сегменту Алеутской островной дуги [DeMets et al., 1990]. Край Тихоокеанской плиты под Камчаткой располагается на простирании трансформного разлома западных Алеут – примерно под самой южной частью полуострова Камчатский, уходя далее на северо-запад в сторону вулкана Шивелуч [Gorbatov et al., 1997].

По отношению к северной границе Тихоокеанской плиты Камчатка делится на две части – южную, надсубдукционную, и северную, расположенную за северным краем Тихоокеанской плиты (рис. 1). Северные две трети «надсубдукционной» Камчатки – Центральная Камчатка – представляют Камчатский сегмент Курило-Камчатской активной островной дуги, южная треть – Южная Камчатка – относится к Курильскому сегменту.

Раздел 1. Центральная Камчатка (надсубдукционная часть Камчатки)

Земная кора Центральной Камчатки сформировалась при совмещении, начиная с эоцена, и консолидации в единую массу островодужных образований разного возраста [Konstantinovskaya, 2001]. Последние движения, на которых закончилось формирование чешуйчто-надвиговой доновейшей структуры Камчатки, имели место в позднем миоцене [Шапиро, 1980; Бахтеев и др. 1997] при причленении к Камчатке позднемеловой-раннепалеогеновой Кроноцкой островной дуги [Konstantinovskaya, 2001].

Современная структура полуострова определяется наличием продольных асимметричных в поперечном сечении относительно приподнятых и опущенных блоков [Эрлих, 1973; Эрлих и др., 1974; Кожурин, 1988]. Структурами первого порядка являются Центральная Камчатская депрессия (ЦКД) и ее западный и восточный фланги – поднятия, соответственно, Срединного и Восточных хребтов. На систему продольных поднятий и впадин два вулканических пояса — (позднеолигоцен)-миоценовый наложены Срединного хребта и Южной Камчатки и плиоцен-четвертичный Восточного Вулканического фронта [Авдейко и др., 2001]. Пояс Срединного хребта в целом считается не активным, хотя в нем обнаружены проявления голоценового вулканизма [Певзнер, 2011]. Система продольных поднятий и впадин сформировалась в четвертичное время, наиболее интенсивные вертикальные движения начались во второй половине среднего плейстоцена [Брайцева и др., 1968; Брайцева, Мелекесцев, 1974; Брайцева и др., 2005]. ЦКД представляет



Рис. 1. Основные элементы среднепозднечетвертичной структуры Камчатки (по [Кожурин, 1988; Кожурин, 1990б; Kozhurin, 2009] с изменениями и дополнениями)

1 - поднятия (а), впадины (б), в том числе, Западно-Камчатская (в); 2 – Генеральское поднятие (Г) в ЦКД: а – древняя центральная часть (Q₃¹-Q₄), б – периферическая часть $(Q_3^4 - Q_4),$ по [Брайцева и др., 1968]; 3 – вулканические пояса и О₃-О₄ вулканические центры (в Срединной хребте по [Певзнер, 2011]); 4 - континентальный склон; 5 - области с океанической корой; 6 – основные разломы (генерализовано): активные взбросы (а), сбросы (б), пунктирные – в акватории; 7 – активные разломы вулканических поясов и кальдеры Q₂-Q₃; 8 относительные перемещения: слвиговые вне границ плит (a), трансформные (б), Тихоокеанской плиты относительно Камчатки [DeMets et al., 1990]; 9 – ось глубоководного желоба; 10 – примерные ограничения погруженной части Тихоокеанской плиты. КБ Командорский блок, ЦКД – Центральная Камчатская депрессия, С – Срединный хребет. Восточные хребты: Г Ганальский, В – Валагинский, Т Тумрок, К – Кумроч, СК – Северный Кумроч. H3 Начикинская _ зона дислокаций», «поперечных Бг Быстринский грабен.

Внизу: принципиальные разрезы

через ЦКД и сочленение Камчатской и Алеутской дуг (положение – желтые линии на рисунке вверху). 1 – земная кора (мощность по [Тектоническая..., 2000] и примерное положение слоя с инверсией скоростей [Балеста, 1981]; 2 – области аккумуляции осадочных и вулканогенных отложений (желтый и синий цвета, соответственно),

вертикальные штриховые линии – примерное положение каналов подтока магматического материала; 3 – относительно низкоплотная мантия (мантийный клин) и предполагаемые направления перемещений в ней [Авдейко и др., 2001; Wiens, Smith, 2003],4 – положение поверхности погруженной части плиты [Gorbatov et al., 1997]; 5 – сбросы (а), направления перемещений относительно запада Камчатки блоков коры островной дуги (б) и погруженной части плиты [в] [Кожурин, 1988, с изменениями]

основную структуру, которая вместе с поднятиями западного и восточного флангов определяет весь морфологический структурно обусловленный облик Камчатки. В работе проблема формирования ЦКД и, затем, режима деформирования коры Камчатки над зоной субдукции решается через изучение и восстановление параметров перемещений по ее восточному разломному ограничению – Восточно-Камчатской зоне активных разломов. Полученные при исследованиях данные характеризуют северную (широта хр. Кумроч), южную (Быстринский грабен) и центральную (широта Валагинского хребта) части зоны. Аналогичная Восточно-Камчатской, но меньшей протяженности зона разломов в осевой части Срединного хребта, а также системы активных разломов вулканических поясов и зон Камчатки в работе не рассматриваются.

Восточно-Камчатская зона. Кинематика зоны ранее интерпретировалась как надвиговая [Тихонов, 1968; Леглер, Флоренский, 1976], сбросовая [Эрлих, 1973; Эрлих и др., 1974; Kozhurin et al., 2006], левосдвиговая [Леглер, 1974, 1976; Леглер, Парфенов, 1979], сбросоправосдвиговая [Кожурин, 1988]. В работе для восстановления параметров зоны (направлений и средней скорости движений, поведения плоскостей разрывов на глубине), помимо геоморфологических наблюдений, привлечены данные изучения активных разрывов в искусственных обнажениях (канавах), структурные построения и, частично, георадарное профилирование [Кожурин и др., 2004; Kozhurin et al., 2006; Кожурин и др., 2008].

Детально исследовались разрывы в подножье хр. Кумроч (север ЦКД) и восточного борта Быстринского грабена (юге ЦКД). В приповерхностных горизонтах (первые десятки м) плоскости разрывов практически вертикальны (рис. 2). Глубже (интервал 0 – 150-200 м), как показывает связь плановой конфигурации линий разломов с неровностями рельефа, они становятся положе (до 40-45°), погружаются под опущенное крыло, то есть приобретают листрическую морфологию. Листрическая морфология восточного ограничения ЦКД в ее центральной части следует из наличия антитетических сбросов, сопровождающих основной сместитель. Движениями по основному сбросу Восточно-Камчатской зоны с выполаживающейся с глубиной плоскостью объясняется формирование в ЦКД с позднего плейстоцена Генеральского поднятия (рис. 3).

Растяжение, реализующееся в листрической сбросовой тектонике, следует определить как растягивание некоторого объема хрупкой части земной коры примерно в горизонтальном направлении [Scholz, 2002]. Величина горизонтального растягивания, очевидно, увеличивается В северном направлении – в направлении увеличения ширины ЦКД. Мощность слоя земной коры, охваченного растяжением, очевидно, сопоставима с шириной ограниченных листрическими сбросами блоков, испытывающих вращение в вертикальной плоскости блоков. Оценки показывают, что она близка мощности земной коры восточной части Центральной Камчатки (порядка 35 км) [Балеста, 1981; Тектоническая.., 2000; Levin et al., 2002]. Из этого следует, что

растяжению подвергается земная кора Центральной Камчатки практически на всю ее мощность.



Рис. 2. Канавы в северной (*A*) и южной (Б) частях ЦКД. Нумерация – отдельные прослои тефры (SH – вулкана Шивелуч, KS – вулкана Ксудач, Ga – вулкана Гамчен, KL – вулкана Ключевская, KZ – вулкана Кизимен, IAv7 – влк. Авачинский, КО – извержение, связанное с образованием кальдеры Курильского озера, цифры – радиоуглеродный возраст в годах до н.в.). На фотографиях – детали разреза с фрагментами плоскостей разломов (черные линии на зарисовках).





Рис. 3. Слева - сброс со встречным к падению основному плоскости (белые стрелки) В подножье северной части Валагинского хребта (основа - [SRTM V3, http://srtm.csi.cgiar.org [Jarvis et al., 2006]). принципиальная Вверху схема соотношения сбросов формирования И Генеральского поднятия в опущенном крыле основного разлома

В работе латеральное растягивание земной коры Центральной Камчатки связывается с перемещениями края погруженной части Тихоокеанской плиты. Скелларт и др. [Schellart et al., 2007] и Стегман и др. [Stegman et al., 2006] численным моделированием показали, что смещение погруженной части плиты океана наиболее вероятно вблизи бокового, ничем в сторону не поддерживаемого сбоку края плиты, И ЭТОТ процесс сопровождается латеральным перемещением глубоководного желоба в сторону океана. Отступание в сторону океана погруженной части плиты и глубоководного желоба не может не оказывать воздействия на находящуюся над плитой островную дугу. Следует ожидать, скорее всего, что на нее будет в этом процессе оказываться тянущее, направленное в сторону океана, усилие [Levin et al., 2002]. Это единственный возможный процесс, с которым можно связать листрическую сбросовую тектонику, характерную для Центральной Камчатки: она есть эффект следования коровых масс восточной части Центральной Камчатки за удаляющейся от нее плитой и желобом. В этом смысле четвертичная и активная тектоника Центральной Камчатки, со всеми ее особенностями, есть следствие динамики перемещения края погруженной части Тихоокеанской плиты.

Южным ограничением части Центральной Камчатки, охваченной растяжением, является северо-западного простирания правосдвиговый ряд субмеридиональных грабенов (Быстринского, озера Сокоч, Начикинского и, видимо, долины р. Паратунка), совпадающий с Петропавловско-Малкинской «зоной поперечных дислокаций» [Геология.., 1964] (см. рис. 1). Структурная природа северного ограничения ЦКД рассмотрена в разделе 2, после характеристики параметров активной разломной тектоники за северным краем погруженной части Тихоокеанской плиты.

Раздел 2. Коллизия Камчатской и Алеутской островных дуг

Коллизионный характер взаимодействия Алеутской дуги с Камчаткой предполагался давно, впервые явно в работе [Geist, Scholl, 1994]. Позднее эта идея высказывалась неоднократно [Gaedike et al., 2000; Freitag et al., 2001; Баранов и др., 2010], однако до последнего времени оставалась не подтвержденной структурными данными.

Полуостров Камчатский расположен на продолжении Командорского сегмента островной дуги и выглядит как связующее звено между Алеутской дугой и Камчаткой. В работе рассматриваются вопросы, насколько активные разломные деформации полуострова соответствуют коллизионному характеру взаимодействия двух дуг и, в случае такого соответствия, каковы детали процесса коллизии.

Система активных разломов полуострова представлена на рис. 4. Из



Рис. 4. Активные разломы полуострова Камчатский. 1 – разломы: взбросы (а), сбросы (б), неопределенной кинематики (в), сдвиги и со сдвиговой компонентой (г) и их возможные подводные продолжения (д); 2 – номера разломов (см. текст); 3 – примерное положение канав (см. текст). Основа рисунка – SRTM data V3, http://srtm.csi.cgiar.org [Jarvis et al., 2006]. По [Kozhurin, 2007а; Кожурин, Пинегина, 2011; Kozhurin, Pinegina, 2011a, 20116]

выделенных и изученных разломов принципиально важными для понимания режима деформирования полуострова являются разломы периферии полуострова (№№ 1, 2, 4–6, 11). Два первых отделяют полуостров Камчатский

от собственно Камчатки, тем самым свидетельствуя, что полуостров – отдельный блок. Несомненно, эти два разлома кинематически и динамически связаны – движения по каждому из них должны быть согласованы с движениями по соседнему. Разломы в юго-восточной части полуострова важны для понимания характера внутренней деформации блока полуострова.

Субмеридиональный разлом под склоном Северного Кумроча (№ 1)

Общая протяженность разлома на суше - около 35 км. В плане линия разлома неровная, извилистая. Поднято западное крыло, которому соответствует поднятие северной части хр. Кумроч (Северного Кумроча).

В стенке канавы, пройденной через разломный уступ в южной части разлома, в разрезе ППЧ обнаружены три разломные плоскости, падающие (в стенке канавы) под углами 65-70° на восток (рис. 5). Кинематика смещений – взбросовая. Общая (по трем плоскостям) амплитуда взбросового смещения



Рис. 5. Взбросовые разломные деформации почвенно-пирокластического чехла и его основания (разлом № 1, точка 162.243767° в.д., 56473755° с.ш.). A – гипсометрический профиль и положение канавы на склоне уступа, E – фрагмент зарисовки , B – георадарный профиль. Сетка на A и E – 1х1 м. Приведен 14С возраст основных прослоев тефры (Шдв и пемза над Хангаром – влк. Шивелуч, Плоская – вкл. Плоская).

составляет 0.8-0.9 м. Наиболее молодой недеформированный слой тефры представлен для всех трех плоскостей тефрой вулкана Шивелуч (Шдв, с возрастом 4100 лет) [Кожурин радиоуглеродным И дp., 2010]. Для деформаций более глубоких горизонтах прослеживания В выполнено зондирование. Распространение и соотношение выделяемых георадарное наиболее предположении, горизонтов просто объясняются при что наблюдаемые в стенках канавы разломные плоскости являются вторичными (антитетическими) структурами висячего крыла основного разлома, плоскость которого падает на запад, под поднятие Северного Кумроча.

Разлом № 2 (разлом Покатый)

Разлом протягивается от подножья восточного склона хр. Кумроч на восток до линии берега Берингова моря. Несомненно, разлом продолжается далее под водой в каньоне Покатом на склоне к Командорской впадине ([Geist, Scholl, 1994] приводят сейсмический профиль, на котором отчетливо проявлено нарушение в подножье северо-западного склона каньона, в его нижней части).

На доступном для изучения участке длиной примерно 200 м разлом деформирует сохранившийся фрагмент морской террасы (возможно, сопоставимой с MIS 5e) и долины врезанных в нее водотоков. В поверхности террасы разлом выражен обращенным на юг уступом высотой 5-6 м, смещает по горизонтали, с правым знаком, на одну и ту же величину в 4.5 м долины четырех поперечных разлому водотоков (рис. 6). Изучение деформаций молодых отложений (почвенно-пирокластического чехла и его основания) в двух канавах, пройденных через разломный уступ в поверхности морской террасы, выявило один и тот же стиль деформаций – надвиговый. Поперечное





Рис. 6. Надвиговые (А) и сдвиговые (Б) деформации по разлому Покатый (точка 162.545302° в.д., 56.740524° с.ш.). На А показано положение расчистки на склоне разломного уступа, сетка – 1х1 м. На Б величина правого сдвига бортов вреза - 4.5. м.

линии разлома сокращение в структурном выражении варьирует от серии чешуй, с совмещением несколько раз одного и того же горизонта, до движений по единой пологой, на окончании горизонтальной, плоскости. В целом, деформации свидетельствуют о значительной доле поперечного сокращения в движениях по разлому. В целом режим перемещений по разлому Покатый (№ 2) –сдвиговый в условиях сжатия (транспрессии).

Структурная интерпретация сочетания разломов №№ 1 и 2

Простирающиеся под углом друг к другу взбросо-надвиговый и сдвиговый разломы образуют обычное структурное сочетание, в котором сдвиг ограничивает сбоку одно из крыльев надвига. При этом сдвиговый разлом располагается в лежачем крыле надвига, что подразумевает не надвигание поднятия Северного Кумроча на сопряженную с ним с востока впадину, а наоборот – активное пододвигание впадины под поднятие (рис. 7). Это означает, что блок полуострова Камчатский активно смещается примерно на C3, в направлении, обеспечивающем, кроме сближения с поднятым крылом, транспрессионный режим движения по ограничивающему его сдвигу.

Пододвигание при этом обеспечивает воздымание висячего крыла и собственно формирование поднятия Северного Кумроча.



Рис. 7. Два варианта сочетания надвигового и сдвигового разломов (вверху) и следующее из варианта справа движение блока полуострова Камчатский (справа).



В юго-восточной части полуострова наиболее важным является разлом <u>Разлом № 4 – Перевальный.</u> Разлом, Аз. пр. 80° ВСВ, является северным ограничением хребта, заключенного между долинами рек 1-я и 2-я Перевальные. Разлом был выделен достаточно давно, и также давно были обнаружены геоморфологические свидетельства горизонтальных, правого знака, смещений форм рельефа (рис. 8) [Кожурин, 1985, 1990, 2007].





Рис. 8. Слева: правосдвиговое смещение тыловых швов террас в западной части разлома Перевальный (точка 56.18347° с.ш., 163.08534° в.д.). Цифры к кружках – надпойменные террасы, МТ – фрагмент морской террасы, значения в м – амплитуды сдвига (фото автора). Справа: правосдвиговые смещения в центральной части разлома

(примерно точка 56.20088° с.ш., 163.18625° в.д.). Амплитуды сдвигов: *А* – AB=110-120 м, CD=30 м, вид на Ю. По [Kozhurin, 2007а]

Неоднократное измерение компонент смещений разновозрастных элементов рельефа выявило преобладание (до 10-20/1) сдвиговых смещений над вертикальными. Измеренные амплитуды сдвига заключены в диапазоне от 2 до примерно 120 м. Оценки скоростей правосдвиговых движений, полученные при датировании смещенных образований тефрохронологическим методом (определения выполнены Пономаревой В.В.), дают средние за голоцен

минимальные значения около 4 мм в год в западной части разлома и 10-12 мм в год в центральной. [Kozhurin, 2007а].

От западного окончания разлома Перевальный (№ 4) отходит в южном направлении субмеридиональная зона активных деформаций, включающая разлом № 11 (впервые описан Барановым и др. [2010]). В зоне расположены откартированные при геологической съемке разломы в основном надвиговой кинематики, деформирующие отложения вплоть ДО позднеплиоценэоплейстоценовых (Государственная.., 2007) (рис. 9). Пространственное совпадение восточной границы поднятого горного массива с меридиональной разломной зоной и нахождение в ее пределах активного разлома (№ 11) позволяет предположить ее активность в целом и взбросо-надвиговую кинематику с относительным воздыманием западного крыла. Вместе с разломом № 4 (Перевальным) зона образует сочетание, аналогичное сочетанию разломов № 2 и № 1 на западе полуострова (рис. 7): смещение в западном



Рис. 9. Сочетание разломов № 4 (Перевальный) и № 11 в юго-восточной части п-ва Камчатский. A – фрагмент геологической карты м-ба 1:200 000 (Государственная.., 2007), E – топографические профили вкрест субмеридионального уступа, B – схема соотношения активных разломов юго-восточной части полуострова Камчатский (красная стрелка – примерное направление движения блока южного крыла разлома 4). 1 – активные разломы, 2 – надвиги, деформирующие позднекайнозойские образования (на A), 3 – отложения горбушинской (а) и ольховской (б) свит, 4 – линии топографических профилей (пунктир – части профилей в относительно опущенном крыле субмеридиональной зоны), 5 – примерное положение субмеридиональной зоны разломов на топографичеких профилях.

направлении блока южного крыла правосдвигового разлома 4 реализуется в его пододвигании под восточное крыло субмеридиональной зоны с разломом 11.

Геодинамическая интерпретация системы активных разломных деформаций полуострова Камчатский

Согласованное с Командорским блоком смещение в северо-западном направлении блока полуострова Камчатский означает, что полуостров следует рассматривать как крайний западный элемент Алеутской островной дуги, а систему разломов его западного ограничения – как основной (самый западный) коллизионный контакт двух дуг. Этот контакт находится западнее и «сейсмического» контакта Гейста и Шолла [Geist, Scholl, 1994], и линии «торцового» сочленения полуострова и Камчатки [Марков и др., 1969], деформаций Усть-Камчатским представленной системе выявленных В активным разломом (№ 8) и его видимым северным продолжением (№ 9) [Пинегина и др., 2012а, 2012б]. В целом, модель включает смещение блока полуострова Камчатский на северо-запад и его поддвиг под Северный Кумроч, а также отрыв и перемещение в западном направлении юго-восточного фрагмента блока, его поддвиг по субмеридиональной зоне, обеспечивающий воздымание горного массива южной части полуострова (рис. 10).

Предлагаемая модель деформации полуострова обладает определенными особенностями. Во-первых, это наличие поддвиговой





Рис. 10. Модели коллизионного взаимодействия Алеутской и Камчатской дуг А – по [Баранов и др. 2010], Б – по [Gaedike et al., 2000], В – предлагаемая в работе (по [Кожурин, Пинегина, 2011] с изменениями. 1 – Командорский блок (на А и Б), 2 – отдельные относительно перемещающиеся блоки (а – полуострова Камчатский, б – его юго-восточной части, в – Командорский), 3 – основные активные разломы в блоке полуострова Камчатский (а - взбросонадвиги, б – сдвиги), 4 – субдукционный (а) и коллизионный (б) поддвиговые контакты, 5 – примерные направления движения блоков (длины стрелок показывают примерное

соотношение скоростей движения). ЗК – западный коллизионный контакт, ВК – восточный коллизионный контакт. Батиметрия – по [Селиверстов, 2009], подводные разломы (упрощено) – по [Селиверстов, 1983; Селиверстов и др., 1995; Baranov et al., 1991].

составляющей в движениях на коллизионных контактах. Поддвиг вдоль плоскости западного контакта следует из структурных данных. Вдоль восточного контакта он предполагается по аналогии с западным и из данных GPS измерений. Измерения показывают примерно в 5 раз более быстрое смещение на запад относительно Камчатки Командорского блока (пункта на о. Беринга) по сравнению с блоком п-ва Камчатский (пункта Крутоберегово) [Титков и др., 2009], то есть, сближение двух блоков. На западном контакте скорость сближения составляет порядка 2 мм в год, на восточном не может быть меньше скорости движений по разлому Покатый, то есть превышает значение в 10 мм в год. При этом существование восточного коллизионного контакта противоречит представлениям о продолжении продольных сдвигов западных Алеут на полуостров Камчатский [Селиверстов, 1983; Gaedike et al., 2000; Freitag et al., 2001; Баранов и др., 2010]. Единые разломы связывали бы Командорский блок и блок полуострова Камчатский структурным каркасом в одно целое, не оставляя возможности для их взаимных перемещений. В таком виде предлагаемая модель существенно отличается от модели тектонического внедрения Командорского блока в полуостров Камчатский Беринга [Gaedike et al., 2000; Freitag et al., 2001; Баранов и др., 2010], в которой коллизионные деформации не распространяются далее юго-восточной части полуострова (см. (см. рис. 10 А,Б). В целом, взаимодействие Алеутской и Камчатской островных дуг можно определить как случай «мягкой» коллизии, при которой хотя бы одна из взаимодействующих сторон (в рассматриваемом случае - Алеутская) представлена не единым жестким блоком, а несколькими, способными перемещаться до некоторой степени независимо друг относительно друга.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ І

1. На фоне поддвига под нее океанической плиты земная кора Центральной Камчатки (Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги) испытывает направленное в сторону океана растяжение (рис. 1). Это резко отличает Центральную Камчатку от ее ближайшего окружения – Японской островной дуги, Сахалина и юга Корякского нагорья (см. Главу III), где режим деформирования земной коры определяется ее примерно поперечным сокращением. Растяжение на фоне сжатия - вот самое, наверное, удивительное, что следует из изучения Камчатки и что является, в то же время, одним из сценариев реализации субдукционного процесса.

2. Численное моделирование [Schellart et al., 2007; Stegman et al., 2006], показывает, что для краевых частей зон поддвига характерен процесс миграции погруженной части плиты и субдукционного контакта с островной дугой в сторону океана. Именно с таким процессом следует связывать латеральное растягивание (с появлением системы продольных асимметричных грабенов и горстов) земной коры Центральной Камчатки, располагающейся над северным окончанием Курило-Камчатской зоны субдукции. В этом смысле эволюция структуры Центральной Камчатки в четвертичное время представляет локальный эффект динамики зоны поддвига. Тектонический режим развития Центральной Камчатки в это время можно определить как рифтогенный

[Ермаков и др., 1974], пассивный по механизму [Хаин, Ломизе, 1995; Леонов, 2001], но имея в виду его особенности: асимметричность растяжения (отступает один фланг) и источник растяжения – отступание в сторону океана погружающейся Тихоокеанской плиты.

3. Связь формирования структуры Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги с динамикой зоны поддвига в ее краевой части проявляется также в резкой смене режима деформирования земной коры при переходе за край погруженной части плиты с примерно поперечного растяжения на примерно поперечное сокращение [Kozhurin, Pinegina, 2012]. В области сочленения Камчатской и Алеутской дуг поперечное сокращение связано с их коллизионным взаимодействием. Распределение и кинематика активных разломов на полуострове Камчатский показывают, что основной коллизионный контакт расположен гораздо дальше к западу, чем до сих пор предполагалось – между полуостровом Камчатский и северной частью хр. Кумроч.

ГЛАВА II. САХАЛИН

Меридиональное поднятие о-ва Сахалин в западной части Охотского моря является задуговым продолжением Японской островной дуги и возникло, очевидно, одновременно с обрамляющими его впадинами Татарского пролива на западе и Дерюгина на востоке. Прогиб Татарского пролива стал раскрываться с начала миоцена в связи с формированием Японской островной дуги как северный «апофиз» рифтогенных структур Япономорской котловины более раннего (олигоценового) заложения. Впадина Дерюгина, треугольной в плане формы, подстилаемая субокеанической корой, представляет собой, как считается, результат диффузного спрединга, начавшегося в миоцене в области Курильской островной (позднекайнозойской задуговой дуги деструкции Центральноохотского свода, по [Меланхолина, 1988]).

Для острова характерна отчетливая новейшая структурная зональность, определяющая его современный морфологический облик. Главные элементы новейшей структуры представлены системами поднятий вдоль западного и восточного побережий острова и разделяющей их центральной впадиной (рис. 11). Центральная (осевая) впадина на юге представлена Сусунайской Северо-Сахалинской севернее, до низменности, депрессией, а Тымь-Поронайской. Обе депрессии асимметричны – разломную природу имеют только их западные борта. Элементы новейшей структуры острова наиболее отчетливо проявлены в его южных двух третях, с горным расчлененным рельефом. На более низком гипсометрическом уровне и краевые поднятия, и разделяющее их понижение прослеживаются также в пределах Северного Сахалина с низинным относительно спокойным рельефом и мощным покровом осадочного позднекайнозойских осадочных толщ. Судя по возрасту выполнения центральной депрессии, структурная дифференциация острова берет начало миоцене [Сергеев, 1982] или даже позже, с конца плиоцена [Голозубов и др., 2012].

Активные разломы в пределах острова образуют две зоны меридионального простирания, соответствующего вытянутости острова (рис. 11). Первая – (I на рис. 11) протягивается в южной и центральной частях



Рис. 11. Основные активные разломы и разломные зоны Сахалина

Разломные зоны: І – Центрально-Сахалинская (Тымь-Поронайская), ІІ – Северо-Сахалинская, ІІІ – Западно-Сахалинская. Разломы: 1-Апреловский, 2 – Ключевской, 3 - Горомайский, 4 - Пильтунский, 5 – Лонгрийский, 6 –Хейтонский, 7 - Верхне-Пильтунский (Нефтегорский), 8 – Дагинский. Основа – SRTM30_PLUS [Вескег еt аl., 2009]. Пунктирная линия – контуры поднятий востока Сахалина.

острова между поднятием Западно-Сахалинских гор и Сусунайской и Тымьпозднекайнозойских Поронайской депрессиями. Подтверждений тому, что она продолжается в пределы Северного Сахалина нет, хотя это кажется вполне Зона возможным. известна как Центрально-Сахалинская Тымьили Поронайская [Рождественский, 1982, 1984] и Ключевская [Кучай, 1987].Кинематика активных перемещений по разломам зоны - взбросовая [Кучай, 1987; Булгаков и др., 2002: Tsutsumi et al.. 2005].Разломы Северо-Сахалинской зоны (название по [Рождественский, 1982]) протягиваются ближе к восточному краю острова, в его северной низинной части и на полуострове Шмидта (II на рис. 11). Это, с юга на север, Горомайский, Пильтунский, Лонгрийский и Хейтонский разломы. Кроме них, в зону, очевидно, входят также Верхне-Пильтунский разлом, подвижка по 1995 которому В году вызвала Нефтегорское землетрясение и появление Нефтегорского сейморазрыва, Дагинский (в осевой части Дагинского поднятияантиклинали, рис. 11) другие CM. И относительно непротяженные разломы, обнаруженные дешифрировании при космических снимков. Кроме этих двух

зон, выделяется третья, Западно-Сахалинская, протягивающаяся, как предполагается, в основании западного континентального склона острова (III на рис. 11). Зона известна последовательностью сильных землетрясений прошлого и нынешнего столетий (Монеронское ($M_{LH} = 7.5$), Лесогорско-Углегорское 1924 г. ($M_{LH} = 7.0$), Углегорское 2000 г. ($M_{LH} = 6.8$), Невельское 2007 г. ($M_W = 6.2$)).

1. Кинематика активных разломов южной и центральной частей Сахалина

Основная часть разломов центральной части Сахалина протягивается вдоль восточного подножья предгорной ступени, отделяющей в рельефе поднятие Западно-Сахалинских гор от расположенной восточнее Поронайской низменности (рис. 12 А). Как правило, пр<u>остирание разрывов совпадает с</u>





Рис. 12. Активные разломы в западном борту Тымь-Поронайской (А) и Сусунайской (Б) депрессий в районах проходки канав. Красные линии - активные разломы, черные – остальные. Геологическая основа – по Геологическая.., 1994 простиранием смятых в складки неогеновых слоев, хотя наблюдаются и иные, дискордантные, соотношения. На юге Сахалина основная часть активных разрывов сосредоточена, как и в Поронайской депресии, в относительно узкой зоне, совпадающей с восточной границей предгорий между Западно-Сахалинским поднятем и Сусунайской депрессией (рис. 12 Б). Детальные данные о кинематике разломов Центрально-Сахалинской зоны выявлены при изучении деформаций молодых отложений, вскрытых канавой у пос. Смирных Последняя взбросовая подвижка здесь (канава «Смирных»). создала обращенный на восток уступ в поверхности голоценовой террасы р. Орловка. Вертикальное смещение составило 3.8 м, горизонтальное (разница расстояний между точками А и Б по линии земной поверхности и по горизонтали) – 2.6 м, что возможно при угле падения плоскости разрыва в 55°. Величина общего смещения – 4.6 м (рис. 13). Подвижка произошла примерно 3700 лет назад (определение по трем датам, см. рис. 13). Отсюда следует, что максимальное значение скорости накопления деформации могло достигать примерно 1,2 мм в год, а их вертикальной компоненты – 1 мм/год.



Рис. 13. Зарисовка южной стенки канавы «Смирных» (142.8237°E 49.76037°N). *СW* – коллювиальные отложения. По Tsutsumi et al., 2005 и Булгаков и др., 2002, с изменениями.

Аналогичные параметры получены при изучении разлома в левом борту Сусунайской депрессии [Стрельцов, Кожурин, 2002]. Канавой (канава «Лира») вскрыты деформированные аллювиальные галечники и пойменные отложения, залегающие на дислоцированных отложениях позднеплиоценовой маруямской свиты. Выделены три плоскости. Вблизи поверхности падение плоскостей разрывов – 20-25°, ниже – 50-60°. Второе значение представляет то падение, при котором все смещение реализуется в движении по одной плоскости разрыва без складчатых деформаций в его крыльях.

2. Кинематика активных разломов северной части Сахалина

О разломах Северо-Сахалинской зоны было известно, по сравнению с разломами Центрально-Сахалинской зоны, немного. Предположение о

преимущественно правосдвиговой кинематике Пильтунского разлома (4 на рис. 11) [Булгаков и др., 2002] следовало более из общих соображений, чем из Практически наблюдений смещений элементов рельефа. конкретных неизученным, в отношении активной разломной тектоники, до сих пор Шмидта. Выделенные пределах оставался полуостров В его B.C. Рождественским [1975, 1988] Хейтонский, Лонгрийский, Туинский, Западно-Шмидтовский разломы (см. рис. 11), несомненно, проявляли активность в позднекайнозойское время, но происходили ли по НИМ движения В четвертичное и позднечетвертичное время, и активны ли они, оставалось Для Хейтонского разлома В.С.Рождественский неизвестным. установил правосдвиговую кинематику перемещений, для остальных – взбросовую и взбросо-сдвиговую.

Хейтонский разлом

Разлом пересекает практически весь полуостров – от его южного основания до береговой линии северо-восточного побережья, далее уходя под воды Охотского моря. Уверенно прослеживаются два части разлома – на севере на протяжении примерно 10 км от берега, и на юге, начиная от р. Бол. Лонгри примерно на протяжении 13 км к северу. Вдоль обоих отрезков разлома обнаружены отчетливые правосдвиговые смещения элементов рельефа (рис.14).



Рис. 14. Смещения элементов эрозионной сети в северной (А) и в южной (Б) частях Хейтнского разлома (положение – на рис. слева). Желтые линии на А – линии водоразделов левых притоков р. Талики. На Б: 1 – поверхность склона борта речной долины, 2 – днища врезов, 3 – суффозионные ложбины, 4 – активные русла, 6 – положение канавы

На севере по разлому на 100-115 м смещены по горизонтали вправо долины левых притоков р. Талики и водоразделы между ними (рис. 14А). Сглаженные поверхности боковых водоразделов, деформированные разломом, возможно, являются фрагментами поверхности морской террасы. Возраст террасы может быть среднечетвертичным [Геологическая.., 2004]. Тогда первичное расчленение поверхности террасы могло произойти в конце среднего плейстоцена, возможно, 250-260 или позже, 150-160 тыс. л.н. [Lajoie, 1986].

При таких приблизительных оценках минимальное значение средней скорости правосторонних движений по разлому могло составлять 0.5-0.8 мм в год. На южном отрезке разлома, в той его части, где он протягивается на склоне правого борта верховьев р. Бол. Лонгри, максимальные значения измеренных амплитуд правого сдвига элементов эрозионной сети достигают 12-15 м. Смещены мелкие широкие долины маломощных водотоков на поверхности крутого коренного склона правого борта долины реки р. Бол. Лонгри (рис. 14Б). Изучение разлома показало, что в последние примерно 13 тыс. лет произошли три подвижки по разлому при средней скорости движений порядка 1 мм в год.

Пильтунский и Горомайский разломы

Горомайский и Пильтунский разломы протягиваются в меридиональном направлении в восточной части северного Сахалина, в части острова с мощным, до 5-7 км, чехлом кайнозойских терригенных отложений и, в целом, низким выровненным рельефом (рис. 11). Разломы расположены с небольшим смещением практически на простирании друг друга.

<u>Пильтунский разлом</u> протягивается в меридиональном направлении примерно от р. Паромай на юге до побережья зал. Торох на севере (рис. 11). В отличие от Горомайского разлома, у Пильтунского разлома повсеместно относительно приподнято восточное крыло, максимально – на 1.3-1.5 м. В двух канавах, пройденных через разлом ранее, плоскость разлома падает вертикально или круто наклонена на восток, под поднятое крыло [Булгаков и др., 2002]. На всем протяжении Пильтунского разлома ни одна из долин пересекающих его действующих водотоков не деформирована. Вывод о правосторонних смещениях по разлому, сделанный в работе [Булгаков и др., 2002], базировался исключительно на экстраполяциях бортов долин по разные стороны от разлома и предположении, что долины были заполнены лагунными отложениями и затем торфом уже после смещения.

Деформации молодых отложений были детально изучены в канаве, пройденной в 8 км южнее побережья залива Торрох через западную ветвь Пильтунского разлома. Высота разломного уступа здесь составляет примерно 1.3 м, смещение земной поверхности с учетом ее первичного наклона – 0.9 м. Примерно на 0.9 м смещены по вертикали и выделенные в разрезе отдельные горизонты, что означает, что они и земная поверхность претерпели одно или одно и то же количество подвижек.

Внимания заслуживает строение разлома и характер деформаций плиоценовых (нутовская свита) и перекрывающих позднечетвертичных отложений (рис. 15). Разлом в разрезе представлен двумя сходящимися книзу субвертикальными плоскостями. Между ними фрагменты отложений опущены, в разной степени наклонены и повернуты. Находящиеся между плоскостями фрагменты сохраняют, в общем, первичную стратификацию, нарушены второстепенными (между двумя основными плоскостями) разрывами и имеют тектонические контакты с отложениями крыльев разлома. Все это не позволяет отнести их к типичным коллювиальным образованиям, заполняющим зияние



Рис. 15. Строение Западно-Пильтунского разлома в стенке канавы. A – гипсометрическией профиль через разломный уступ и положение на нем канавы, E – первичная зарисовка разреза, B – интерпретация разреза, Γ – фото фрагмента разреза с плоскостями разлома, \mathcal{A} – строение разлома в дне канавы. Цифры на E – выделенные горизонты. Показано положение отбора образцов, их номер и календарный возраст. CW₁ и CW₂ на B – нижняя и верхняя части коллювиальных отложений. По Кожурин, 2012.

между двумя основным плоскостями. Очевидно, что погружение фрагментов относительно крыльев разлома и их деформация произошли во время подвижки. В проекции на поверхность дна канавы основные плоскости и второстепенные между ними, а также смещения слоев представляют, в совокупности, типично сдвиговый, причем, правого знака, парагенез. Следует

заключить, что Западно-Пильтунский разлом представляет активный сдвиг. Знак горизонтальных движений по разлому, очевидно, правый, как и у разломов п-ва Шмидта того же меридионального простирания.

Интерпретация разреза и полученные датировки показывают, что наблюдаемая деформация осадочной толщи и смещение земной поверхности явились результатом одной подвижки, которая произошла примерно 6 тыс. лет назад. Эту величину следует считать и минимальной оценкой периода повторяемости подвижек по разлому. Достаточно древний возраст подвижки объясняет, почему сдвиговые движения не фиксируются в поперечных разлому долинах.

<u>Горомайский разлом</u> протягивается от берега залива Чайво на юге до р. Нутово на севере в виде невысокого, до 3-3.5 м, уступа с поднятым западным крылом. Очевидных признаков сдвиговых движений по разлому нет. В двух точках на линии разлома, где необходимые для их определения геоморфологические реперы существуют, сдвиговые деформации рельефа не обнаружены.

Деформации молодых отложений под уступом Горомайского разлома наблюдались в канаве примерно в 500 метрах севернее р. Мал. Горомай. Общий стиль деформации отложений - в виде крутой флексуры с опущенным восточным крылом (рис. 16). Канавой были вскрыты также разрывные плоскости, амплитуды смещений по которым убывают вниз по разрезу. Последнее свидетельствует о том, что появление разрывов и смещения по их плоскостям связаны с флексурной деформаций отложений, постепенным приобретением со временем ее смыкающим крылом все более крутого падения. Плоскость собственно Горомайского разлома, очевидно, располагается на некоторой глубине под флексурой. Последняя подвижка по разлома произошла W_2



Рис. 16. Деформация молодых отложений на линии Горомайского разлома севернее р. Мал. Горомай (точка 52.558512° с.ш., 143.119838° в.д.). Цифры в кружках – выделенные горизонты. Черные линии – разломные плоскости, пунктирные – элементы слоистости. Цифры – принятый калиброванный (лет до н. вр.) возраст отобранных образцов (определения радиоуглеродным методом).

(калиброванный) последней подвижки примерно в 5 тыс. лет, предпоследней – 9 тыс. лет. Деформация земной поверхности в районе р. Мал. Горомай связана возраст только с последней подвижкой порядка 4-5 тыс. лет назад. Возможно, около 5 тыс. лет не распространялась по разлому севернее р. Нутово, с чем и связано отсутствие там разломного уступа на земной поверхности.

3. Закономерности распределения активных разломов разной кинематики на Сахалине

Северо-Сахалинская зона

Полученные данные позволяют утверждать, что Северо-Сахалинская зона активных разломов является правосдвиговой. Вертикальная компонента в движениях по ней практически отсутствует. Скорость горизонтальных движений по разломам зоны можно оценить величиной около 1 мм в год.

Неопределенность в вышеизложенное заключение о кинематике Северо-Сахалинской зоны привносит Горомайский разлом. Отсутствие сдвиговых перемещении по нему заставляет предполагать, что южнее Пильтунского разлома правосторонние горизонтальные движения должны реализоваться в других структурах. Скорее всего, они продолжаются в движениях по системе правосдвиговых разломов Верхне-Пильтунского и, возможно, Дагинского (см. рис.11). Юго-западнее Верхне-Пильтунского разлома, на его видимом продолжении, дешифрированием были выявлены разломы в бассейне верхнего течения р. Вал, которые могут быть звеном, соединяющим Северо-Сахалинскую правосдвиговую зону и взбросовую Центрально-Сахалинскую.

Центрально-Сахалинская зона

Взбросовая Центрально-Сахалинская зона разломов протягивается в той части Сахалина, которая граничит, через Западно-Сахалинскую зону, с прогибом Татарского пролива. Эта же часть острова имеет расчлененный контрастный горный рельеф. Взбросовые движения севернее, на западном побережье Северного Сахалина, если и есть, то, очевидно, имеют очень малые скорости и, соответственно, накопленные деформации.

До сих пор отчетливые признаки сдвиговой компоненты (элементов рельефа) вдоль разломов зоны нигде не были выявлены. В то же время, обращает на себя внимание рисунок, образуемый отдельными разломами и сегментами зоны в плане – фестончатый, с продолжением одних сегментов в висячее крыло других (рис. 17). Такой рисунок определенно указывает на то, что сдвиговая, правого знака, компонента, несомненно, присутствует в движениях по зоне в целом. Таким образом, можно думать, что правосдвиговые движения характерны для всего Сахалина.

Одинаковые условия деформирования и северной «сдвиговой» трети и остальных «взбросовых» двух третей островного поднятия выявляются при анализе складчатой структуры мезозойских и кайнозойских толщ (рис. 17 Б). На всем протяжении острова оси складок имеют выдержанное северо-западное, в среднем порядка 330°, простирание. Это означает, что вектор сокращения осадочной толщи ориентирован в СВ-ЮЗ направлении. В таком же, как у осей складок, направлении вытянуто поднятие полуострова Шмидта, южнее - поднятие Восточного хребта Центрального Сахалина, на самом юге острова – система поднятий Тонино-Анивского полуострова и Сусунайского хребта, некоторые элементы поднятий на западе острова. Северо-восточное встречное движение крыльев Центрально-Сахалинской зоны показали GPS измерения в центральной части острова [Коgan et al., 2003]. В целом, Центрально-

Сахалинскую взбросовую зону с западным падением плоскостей разломов следует считать, очевидно, разломной структурной висячего крыла Западно-Сахалинской взбросовой зоны с восточным, под остров, падением плоскости (нижняя схема на рис. 17А). Таким образом, схематично деформацию поднятия острова можно представить в следующем виде (рис. 17 А): общее транспрессионное правосдвиговое сокращение земной коры острова в северо-



Рис. 17. А – интерпретация системы разломов Сахалина: 1 – положение региональной правосдвиговой зоны на Сахалине. Справа принципиальные модели поперечного сечения зоны в разных частях поднятия CC острова. Северо-Сахалинский, ЦС Центрально-Сахалинский, ЗС Западно-Сахалинский сегменты зоны. На врезке схема кулисного расположения сегментов взбросовой Центрально-Сахалинской зоны. Б – 2 - оси складок в неогеновых (а), палеогеновых мезозойских *(б)* И **(B)** отложениях Сахалина (по Сахалинская... 1994). 3 контуры основных поднятий

востока и запада Сахалина. Черные линии - активные разломы. Основа рисунка -

SRTM30_PLUS [Becker et al., 2009].

восточном - юго-западном направлении со сдвиговыми движениями по продольным разломам и складчатыми деформациями на севере, и сдвиговыми со взбросовыми блоковыми движениями в остальной части Сахалина, обрамленной с запада «свободным» (способным к движению) контактом с прогибом Татарского пролива.

4. Источник сдвиговых движений вдоль Сахалина

Попытки объяснить тектонические движения на Сахалине традиционно опирались на представление о существовании Охотской плиты [Зоненшайн, Савостин, 1979; Savostin et al., 1983], сегмент западной границы которого проводится по Сахалину. При этом сахалинский сегмент границы Охотской плиты – наиболее уверенно трассируемый, положение остальных, 3a небольшим исключением, остается в значительной степени неопределенным. Проверки гипотезы существования Охотской плиты опирались, главным образом, на векторы смещений в очагах землетрясений, либо на данные GPS усложняло измерений, при ЭТОМ задачу вынужденно неравномерное пунктов измерений относительно предполагаемых размещение границ Охотской плиты, только по ее краям. Сами же края плиты, особенно североморя), северу от Охотского возможно. восточный (к не жесткие. деформируемые [Hindle et al., 2009], что привносит дополнительную неопределенность в интерпретацию данных GPS измерений.

Т. Сено и др. [Seno et al., 1996] предложили модель, в которой полюс вращения Охотской плиты относительно Евразии находится у северного окончания Сахалина. Такое положение полюса объясняет правосдвиговые движения вдоль Сахалина, но предсказывает также раздвиговые движения севернее острова. Однако, никаких данных, которые подтверждали бы субширотное растяжение севернее Сахалина и на Охотском побережье, нет. Апель и др. [Apel et al., 2006], анализируя данные GPS измерений, выявили, что прибавление к системе трех плит (Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской) независимой Охотской плиты уменьшает расхождения между измеренными движениями пунктов GPS и предсказываемыми моделью, а добавление Амурской плиты сводит их к минимуму. Следует заметить, однако, что такой подход доказательным в отношении существования Охотской плиты быть не может. Увеличение количества плит в модели всегда будет иметь следствием уменьшение расхождений между вычисленными и реальными значениями движений пунктов GPS, независимо от того, существует ли та или иная плита в реальности. Очевидно, что, позволяя все большему и большему количеству условных плит, до блоков, независимо перемещаться относительно друг друга, можно свести такие расхождения практически к нулю.

Для описания кинематики разломов Сахалина была предложена также модель направленного к югу движения Охотской плиты, выжимаемой сходящимися Евразийской и Северо-Американской плитами [Riegel et al., 1993]. Скорость движения при выжимании была определена величиной 3-5.5 мм/год [Hindle et al., 2006]. Такая модель подразумевает, что правосдвиговые движения должны доминировать на всем протяжении Сахалина, что вполне согласуется с имеющимися данными. Однако основная проблема, не позволяющая согласиться с моделью выжимания, заключается фактически в отсутствии некоторых сегментов границ Охотской плиты [Трифонов, Кожурин, 2010]. Так, все попытки выявить сегмент северной границы Охотской плиты к

юго-востоку от залива Шелихова, на Камчатке или Камчатской перешейке, до сих пор ни к чему не привели.

Альтернативная моделям малых плит интерпретация Сахалинской правосдвиговой зоны изложена в Главе IV при совместном анализе правосдвиговых разломов внешней периферии Тихоокеанского пояса.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ ІІ

1. Активные разломы Сахалина образуют единую правосдвиговую зону. На севере острова она объединяет меридиональные правые сдвиги с минимальной вертикальной компонентой движений. В центре и на юге Сахалина, где он сопровождается впадиной Татарского пролива, правосторонние движения по меридиональным разломам сопровождаются значительной взбросовой компонентой.

2. Правосдвиговые движения вдоль Сахалина не могут быть удовлетворительно объяснены существующими моделями относительного движения Охотской плиты.

ГЛАВА III. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Крайняя северо-восточная часть Азии, к северо-востоку от залива Шелихова и Камчатского перешейка, до сих пор оставалась и остается слабо изученной. Схемы распределения возможных активных разломов [Смирнов, 2000; Kozhurin, 2004] имели общий характер, качественные дистанционные материалы на время их создания были недоступны или не использовались, соответственно, прямые доказательства активности и кинематики разломов практически отсутствовали. Предположения о кинематике зон выделяемых активных разломов исходили больше из общих соображений, чем из фактов, иногда из плейттектонических схем, опираясь в этом случае в основном на распределение и имеющиеся решения механизмов очагов землетрясений (см., напр., [Mackey et al., 2010]).

Активные разломы в регионе сосредоточены в нескольких зонах (рис. 18). Вопервых, это зона северо-восточного простирания, берущая начало (на суше) на западном побережье залива Шелихова и протягивающаяся на северо-восток до Анадырского плоскогорья и далее за долину р. Белая. Ее возможным продолжением могут быть менее отчетливо выраженные разломы в южном ограничении Амгуэмской впадины и северо-восточнее нее. Юго-западная часть зоны была выделена ранее под названием Ланково-Омолонская [Смирнов, 1988, 1996], в работе это название сохранено для всей зоны. Во-вторых, это от северо-восточного до субширотного простирания зона разломов в осевой части Корякского нагорья, достигающая на востоке, по крайней мере, юго-западного ограничения Мейныпильгынского хребта. Эта зона соответствует выделенной ранее с использованием, в основном, сейсмологических данных Хатырско-Вывенской разломной зоне [Ландер и др., 1994]. В крайней восточной части Корякского нагорья, в пределах Мейныпильгынского хребта (к югу от Анадырской низменности), преобладающим направлением становится северозападное.

1. Ланково-Омолонская зона

Зона и ее элементы наследуют раздел между двумя внутренними зонами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса - Анадырско-Танюрерской и Мургальско-Канчаланской [Геологическая.., 1991], в целом разделяют Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую складчатые области с разными направлениеми новейшей структурной зональности. Активность Ланково-Омолонской зоны предполагалась на основе приуроченности к ней дислокаций сейсмогравитационного генезиса [Смирнов, Важенин, 1985], наличия



Рис. 18. Схема активных разломов Тихоокеанского пояса на СВ Азии по данным дешифрирования снимков KH-9 (http://earthexplorer.usgs.gov/) Л-О – Ланково-Омолонская зона (4-5 на рис. 20А), ХВ -Хатырско-Вывенский зона (6 на рис. 20А). А – Амгуэмская впадина, М-Мейныпильгынскийй хр., И – п-ов Ильпыр, П – Пенжинский хр., Ан – Анадырская низменность, Ап – Анадырское плоскогорье.

сбросовых уступов в моренных отложениях по границам ограниченных разломом впадин, а правосдвиговая кинематика – из анализа региональной тектонической ситуации [Смирнов, 1988, 2000]. Факты сдвиговых смещений элементов позднечетвертичного рельефа отсутствовали. Такие подтверждения были получены при анализе детальных космических снимков [Кожурин, 2012] (рис.19). Величины обнаруженных правосдвиговых смещений варьируют от примерно 30 м до примерно 2.5 км. Все обнаруженные смещения форм рельефа на снимках хорошо различимы и, в совокупности, достаточны для того, чтобы утверждать, что Ланково-Омолонская зона, во-первых, активна и, во-вторых, в движениях по ней доминируют горизонтальные перемещения правого знака. Среднее значение скорости сдвига может находиться в интервале от долей миллиметра до 2-3 мм в год.

2. Активные разломы юго-западной части Корякского нагорья Крайний юго-западный из обнаруженных разломов этой системы обнаружен на п-ве Ильпыр (см. рис.18). Разлом имеет восток-северо-восточное простирание, выражен уступом в поверхности плейстоценовой морской террасы, перекрытой ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. Относительно приподнято северное крыло разлома, тип вертикальных движений (взбросовый, сбросовый) по дистанционным данным определить не удается. Оба окончания разлома скрываются под водой, длина разлома на суше – примерно 6.5 км. Северовосточнее разломы Хатырско-Вывенской зоны протягиваются в долине р. Вывенка. Здесь разломы составляют единую систему с линейными впадинами и



Рис. 19. Правосторонние смещения вдоль разломов Ланково-Омолонской зоны [Кожурин, 2012]. А, Б – в южной части зоны (координаты центров рисунков примерно 153.343° в.д., 60.277° с.ш. и 154.74° в.д., 61.04 с.ш., соответственно), цифры внизу - амплитуды смещений, м; В –в северной части зоны (координаты центра 171.565695° в.д., 66.026071° с.ш.), красные линии – активные разлома, черные точечные – линии водоразделов. Положение рисунков см. на рис. 18.

образовавшимися в поле хребтами-поднятиями, развития палеогенсреднемиоценовых терригенных комплексов Ильпинско-Пахачинской зоны [Карта .., 1999, Чехович, 1993] при деформации выделяемой в регионе позднемиоцен-раннеплиоценовой поверхности выравнивания [Смирнов, 2000]. Это означает, что параметры движения по активным разломам здесь можно считать показательными для плиоцен-четвертичного времени. О них уверенно позволяют судить данные изучения Олюторского сейсморазрыва, который представляет результат наиболее молодой, 2006 года, подвижки по активным разломам района. В целом движения по сейсморазрыву можно определить как взбросо-правосдвиговые [Пинегина, 2007; Пинегина, Константинова, 2006; Пинегина, Кожурин, 2010; Рогожин и др., 2007, 2009, 2010]. Наличие сегментов сейсморазрыва с преобладанием взбросовой или сдвиговой компонент может быть связано с распределением единой взбросо-правосдвиговой подвижки приповерхностными разрывами между фронтальному ДВУМЯ взбросовому (северо-восточный сегмент) и преимущественно тыловому сдвиговому (центральный сегмент), при примерно широтном направлении относительного движения крыльев сейсморазрыва [Ландер, Пинегина, 2010].

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ III

В крайнем северо-восточном регионе Азии развиты несколько зон разломов северо-восточного, простиранием активных согласного с тектонического пояса. направления. Дешифрирование Тихоокеанского детальных дистанционных материалов и результаты изучения Олюторского сейсморазрыва 2006 г. показывают, что перемещения по этим зонам включают значительную или преобладающую сдвиговую компоненту правого знака. Наличие взбросовой компоненты в движениях по Олюторскому сейсморазрыву 2006 года свидетельствует о том, что сдвиговые движения по активным разломам в юго-восточной части Корякского нагорья и, возможно, в остальной части региона, происходят в транспрессионных условиях.

ГЛАВА IV. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В главе рассматриваются общие черты строения и кинематики Тихоокеанского пояса. В основе рассмотрения лежат данные о направлении перемещений по продольным поясу разломам и разломным зонам его внешней (удаленной от океана) периферии. Эти данные рассматриваются как прямые. В качестве косвенных данных и признаков перемещений в поясе приводятся сведения о плановой геометрии островных дуг и расположении задуговых зон растяжения.

1. Форма Тихоокеанского пояса на сфере

На земной сфере линия Азиатской и Американской окраин Тихого океана, в обобщенном виде, следует дуге большого круга. Дуга, обеспечивающая прямолинейное воспроизведение пояса на плоскости, проходит на сфере через точки с реальными координатами 56°N, 143.8°E и 15.128°N, 105.981°E и наклонена к реальному экватору под углом примерно в

64.4°. Она протягивается, оставляя все островные дуги и окраинные моря с задуговыми бассейнами с ее океанической стороны (рис. 20). В Северной Америке она проходит вблизи материкового ограничения пояса Кордильерских террейнов, которые испытали масштабные горизонтальные перемещения в мезозойское и, частично, кайнозойской время [Coney et al., 1980; Coney, 1987, Bally et al., 1989], то есть близка к разделу между жесткой кратонной частью Северной Америки И ee когда-то подвижного неконсолидированного обрамления. На северо-востоке Азии большая дуга протягивается примерно по Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. При этом она примерно следует разделу между террейнами и экзотическими



Рис. 20. Позднекайнозойский Тихоокеанский пояс (по [Kozhurin, 2000; Kozhurin, 2004] с изменениями и дополнениями). A: 1– дуга большого круга, описывающая положение на сфере Американской и Азиатской окраин Тихого океана (*a*) и примерные ограничения структур пояса (*б*); 2 – векторы относительного движения Тихоокеанской плиты относительно Северной Америки и Евразии; 3 – основные правосдвиговые активные разломы пояса (*a*), сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов (*б*); 4 – задуговые впадины растяжения с новообразованной океанической корой и оси спрединга в них; 5 – участки с утоненной континентальной корой; 6 – примерные контуры внутриконтинентальных подвижных поясов. Цифры – правосдвиговые разломы (см. текст), БХ – Провинция Бассейнов и Хребтов. *Б:* принципиальная схема взаимного расположения островодужных поднятий и задуговых бассейнов, стрелка – направление тангенциальной компоненты в относительном перемещении Тихоокеанской плиты относительно континентального обрамления. *B:* Компоненты движения Тихоокеанской плиты относительно Континентального обрамления. *B:* Компоненты движения Тихоокеанской плиты относительно континентального обрамления. *B:* Компоненты движения Тихоокеанской плиты относительно Азиатской (PA-RU) и Северо-Американской окраин (PA-NA).

блоками мезозоид Верхоянья и Чукотки, которые, вероятно, никогда не имели связи с бассейном Пацифики [Соколов и др., 1997] и образованиями Корякско-Камчатской орогенной области. При таком представлении Тихоокеанского пояса видно, что пояс островных дуг запада и севера Тихого океана и параллельных окраине океана разломов на всей его длине имеет примерно одну ширину. В Северной Америке примерно такую же ширину Тихоокеанский пояс имеет в части, включающей провинцию Бассейнов и Хребтов (БХ на рис. 20), которая формой и размерами напоминает задуговые области растяжения в азиатском сегменте пояса.

2. Активные разломы внешней периферии Тихоокеанского пояса

В Азии и Северной Америке, в пределах рис. 20, различимы две системы разломов. Во-первых, это разломы, протягивающиеся внутри Тихоокеанского пояса примерно параллельно побережью Тихого океана. Во-вторых, это разломы крайних восточных сегментов внутриконтинентальных подвижных поясов, поперечных периокеанической зоне – системы хребтов Момский и Черский на северо-востоке Азии и Байкало-Станового нагорья на востоке. Разломы двух групп не перекрываются, а раздел между ними примерно совпадает с внешней границей Тихоокеанского пояса (переходной зоны) и близок к дуге большого круга, которая аппроксимирует его простирание. Разломы первой группы, Тихоокеанского пояса, в свою очередь, можно разделить на разломы островных дуг и разломы на удалении от океанической границы пояса. Движения по разломам островных дуг, в каждом конкретном случае, определяются направлением сближения с ними океанической плиты, а также удаленностью конкретной дуги от боковых границ погружающейся плиты (см. Главу I). В силу этого, движения по ним не могут быть прямым показателем движений в Тихоокеанском поясе в целом. Таким показателем являются движения по разломам второй группы, которые протягиваются вблизи внешней границы пояса на удалении от контакта океанической плиты с островными дугами или (по простиранию пояса) в стороне от них (запад Северной Америки, восток Аляски).

На востоке Азии группа параллельных Пацифике разломов внешней периферии пояса начинается разломом Танлу (Tanlu или Tancheng-Lujiang) (1 на рис. 20А). Движения по разлому – правосдвиговые [Chen and Nábelek, 1988; Liu et al., 2007; Wu et al., 1981]. На север разлом протягивается почти до югозападного побережья Охотского моря. Через серию оперяющих разрывов разлом Танлу на севере практически соединяется с Центральным Сихотэ-Алиньским разломом (2 на рис. 20А). Структурная связь двух разломов и единое простирание предполагают, что Центральный Сихотэ-Алиньский разлом также, скорее всего, правосдвиговый, хотя прямых подтверждающих данных такой кинематики разлома пока нет. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом далее к северу подставляется (со смещением к востоку) разломами Сахалина (3 на рис. 20А). В Главе II показано, что продольные разломы островного поднятия, с ярко выраженной вертикальной компонентой и без нее, образуют единую, Сахалинскую, правосдвиговую зону. К северу от Сахалина, на другой стороне Охотского моря, наиболее удаленный от океана элемент представлен Тихоокеанского активной Ланково-Омолонской пояса

<u>правосдвиговой зоной</u>, протягивающей на северо-восток от Охотского моря практически до широты Берингова пролива (Глава III).

Ланково-Омолонская зона относительно Сахалинской расположена восточнее. Правосдвиговые движения вдоль обеих зон реализуются в развитии субширотных раздвиговых структур - миоцен-четвертичных впадин-грабенов на северном побережье Охотского моря (Кавинско-Тауйская, Охотско-Кухтуйская и др.) и, возможно, некоторых элементов Кухтуйского и Магаданского прогибов и Тауйской впадины на шельфе [Палеоген.., 1989; Тектоническая.., 2000] (рис. 21). Выявляющаяся, таким образом, структурная и кинематическая связь двух зон подтверждает, что Сахалинская правосдвиговая зона представляет элемент системы правосдвиговых разломов внешней периферии пояса.



Рис. 21. Схема взаимоотношения правосдвиговых Сахалинской (С) и Ланково-Омолонской (Л-О) зон и системы позднейканозойских грабенов северной части Охотского моря и его северного побережья. А: 1 – активные разломы (достоверные и предполагаемые), 2 – разломы северной части акватории Охотского моря (по Тектоническая.., 2000, с упрощениями), 3 – позднекайнозойское выполнение грабенообразных впадин (по Геологическая.., 2004, с упрощениями). Б – принципиальная схема

На другой стороне Берингова пролива, на Аляске (8 на рис. 20А), развита система крупных активных разломов <u>– Кобук, Калтаг, Денали, Точунда и др</u>. Для большинства разломов доказана их правосдвиговая кинематика [Plafker et al., 1994]. За пределами Аляски, на западном побережье Северной Америки, пояс разрывов резко сужается. Здесь он представлен единой цепью правосдвиговых разломов <u>Сан-Андреас</u> (San Andreas), <u>Королевы Шарлоты</u> (Qeen Charlotte), <u>Фэавезер</u> (Fairwather) и юго-восточного сегмента разлома <u>Денали</u> (Denali) на западе Северной Америки. Таким образом, выявляются главный особенности активной разломной тектоники обрамления Тихого океана (внешней периферии Тихоокеанского пояса) – непрерывность пояса разломов от восточной Азии почти до Центральной Америки и их сдвиговая кинематика при всегда одном, правом, знаке горизонтальной компоненты, независимо от того, доминирует она в движениях по разлому или подчинена.

Правые сдвиги запада Северной Америки, как это принято во всех современных моделях, представляют трансформные разломы, в движениях по относительные движения Северо-Американской которым реализуется И Тихоокеанской Механизм движений ПЛИТ. ПО продольным разломам Азиатского сегмента всегда оставался более неопределенным. Широко известная модель Таппонье и Молнара [Tapponnier, Molnar, 1977, 1979], связывающая активную разломную тектонику Центральной Азии с давлением Индостана, не интегрирует в себя и не объяснят причины появления и развития параллельных краю Пацифики разломов (например, разлома Танлу на востоке Китая). Подобным же образом, ни одно из следствий модели «свободной границы» Пельцера и Таппонье [Peltzer, Tapponnier, 1988], имитирующей окраины Тихоокеанской Азии, не предсказывает появления условия параллельных ей разломов. Эксперименты Дэви и Кобболда [Davy, Cobbold, 1988] по аналоговому моделированию воздействия жесткого индентора Индостана на Азию со «свободной» (Тихоокеанской) восточной границей образования демонстрируют возможность правосдвиговых разломов, параллельных «свободной» границе, и поперечных им левосдвиговых [Jolivet et al., 1990; Lolivet et al., 1994], но не объясняют появления правосдвиговых разломов (Ланково-Омолонской зоны) севернее левосдвиговой Байкало-Также не объясняет всей совокупности Становой 30НЫ. данных 0 распространении и кинематике продольных разломов пояса модель косого поддвига Фитча [Fitch, 1972]: за пределами ее применимости оказываются разломы в тылу островодужных систем, ближе к континентальной границе Ланково-Омолонская пояса (разлом Танлу, зона. разломы Сахалина, Корякского нагорья).

В поясе отсутствуют поперечные структурные разделы, которые можно было бы считать границами малых литосферных плит типа Охотской или Берингийской. Для северо-востока Азии это следует из соотношения активного левосдвигового разлома Улахан, по которому проводится северная граница Охотской плиты плита [Зоненшайн, Савостин, 1979; Cook et al., 1986; Riegel et al., 1993; Seno et al., 1996, и др.] и активной правосдвиговой Ланково-Омолонской зоны: пересечение двух одновременно развивающихся разнонаправленных сдвигов с любых позиций невозможно (рис. 22).

Проблема источника движений по разломам Азиатского сегмента пояса в работе решается при допущении, что системы продольных правосдвиговых разломов востока и северо-востока Азии и разломы Аляски и запада Северной Америки образуют, объединяемые признаком параллельности окраине Тихого океана, единый пояс и, в таком случае, должны иметь один общий источник движений.

3. Островные дуги и задуговые бассейны – плановая геометрия, закономерности пространственных соотношений

С общим правосторонним сдвиганием в Тихоокеанской поясе согласуется, как продемонстрировано в работе, плановая геометрия островодужных систем на севере и северо-западе Тихого океана. Скошенность

в плане Алеутской дуги (аппроксимация ее формы в плане не сегментом окружности, а параболой), показанная М.И. Стрельцовым [Стрельцов, 1988; Streltsov, 1997], характерна в разной степени для всех островных дуг северозапада Тихого океана. Закономерностью является перекос линий дуг в плане в



Рис. 22. Взаимоотношение активного левосдвигового разлома Улахан (У) и активной правосдвиговой Ланково-Омолонской зоны (Л-О) на северо-востоке Азии (по [Кожурин, 1996; Коzhurin, 1996а, 1996б; Коzhurin, 2004] с дополнениями).

одном направлении вдоль пояса (к западу для Алеутской дуги, к югу для Курило-Камчатской и единой Японско-Сахалинской), а также тенденция смещения задуговых бассейнов к части с меньшим радиусом кривизны (рис. 20Б). При этом задуговые бассейны (Командорской котловины, Японского моря, центральной части Охотского моря) имеют, как правило, треугольную в плане форму и близкое к поперечному дуге простирание зон задугового спрединга [Kozhurin, 2004]. Возможность интерпретации несимметричности дуг дают выводы Дж. Гепхарта в отношении орогена Центральных Анд. Плановую симметричность орогена относительно вектора сближения плиты Наска с Южной Америкой он связал с положением вектора на Эйлеровом экваторе (то есть на дуге большого круга) и его почти точной перпендикулярностью линии контакта двух плит (линии побережья) [Gephart, 1994]. Следствием вывода Дж. Гепхарта является то, что неортогональность сближения плит относительно линии их контакта должна приводить к формированию несимметричных, относительно вектора сближения, орогенных структур. применении к островным дугам означает, В ЭТО что ИХ несимметричность есть следствие не перпендикулярного системе дуг поддвига, при этом направление перекоса указывает на знак сдвигания в поясе - правый.

4. Общие закономерности структуры и активной кинематики Тихоокеанского пояса

В работе единообразное правосдвиговое перемещение по продольным разломам внешней периферии Тихоокеанского пояса, а также однообразная плановая несимметричность геометрии островных дуг рассматриваются с

Тихоокеанской относительного движения плиты позиции И ee континентального обрамления (см. рис. 20). Оценка компонент сближения Тихоокеанских плит с обрамлением [DeMets et al., 1990] показывает, что от Алеутской дуги до смыкания Японской и Изу-Бонинской дуг (с увеличением вращения) нормальная компонента сближения полюса расстояния от Тихоокеанской плиты с ее обрамлением растет от примерно 6-7 см/год на востоке Аляски до примерно 10-11 см/год в районе смыкания Японской и Изу-2004]. Бонинской ДУГ [Kozhurin, Тангенциальная компонента, всегда правосдвиговая, остается примерно постоянной. Ее величина у вершин островных дуг составляет около 5 см в год (рис. 20B), то есть, практически равна скорости трансформных движений вдоль разлома Сан-Андреас на западе Северной Америки, где нормальная компонента отсутствует. Так как разделяет Тихоокеанскую плиту и ее обрамление не узкая, концентрированная в своем структурном выражении, граница, величина тангенциальной компоненты характеризует сдвигание, распределенное в широком Тихоокеанском поясе, возможно, с уменьшением его интенсивности в сторону от океана. Реальность связи движений по продольным поясу разломам вдали от зон поддвига иллюстрирует пример Аляски, где пояс правосдвиговых разломов имеет ширину порядка 1000 км, а поддвиг Тихоокеанской плиты остается до сих пор единственным мыслимым источником движений по ним. Показателен в этом отношении также пример Каскадии, где при умеренной, порядка 4 см в год, скорости сближения плиты Хуан де Фука с континентальной окраиной, ширина зоны послесреднемиоценовых деформаций составляет около 300 км с плавным снижением их интенсивности вглубь континентальной плиты [England, Wells, 1991].

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ IV

1. Одно простирание и одна и та же, правосторонняя, кинематика позволяют объединить все крупные продольные разломы и разломные зоны внешней периферии Тихоокеанского пояса в единую систему.

2. Правосдвиговые движения вдоль системы разломов внешней периферии пояса определяются наличием тангенциальной компоненты правого знака в относительном движении Тихоокеанской плиты и ее континентального обрамления.

3. Эта компонента, вероятно, определяет также закономерности плановой морфологии островодужных систем Аляскинско-Азиатского сегмента Тихоокеанского пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное исследование приводит к выводу, что северо-восточный сегмент Тихоокеанского тектонического пояса следует рассматривать как часть единой глобальной структуры с соответствующим ее масштабу единым общим (согласованным) движением разделяемых ее океанических и континентальных пространств. Это движение включает, помимо поддвиговой составляющей в Аляскинско-Азиатском сегменте, значительную, до 5 см в год, правосдвиговую компоненту.

Это общее движение в Тихоокеанском поясе не может не быть, вопервых, дифференцированным и, во-вторых, не быть затушеванным в отдельных геодинамических ситуациях локальными процессами. Примером является тектоника Центральной Камчатки, практически нацело определяемая процессом отступания в сторону океана северного края погруженной части Тихоокеанской плиты. Растяжение земной коры Центральной Камчатки, проявленное системой продольных асимметричных грабенов и поднятий, разделяемых сбросами листрической морфологии, настолько специфично, что попытки понять общие закономерности деформации островной дуги над зоной поддвига на примере Камчатки привели бы к неверным выводам. B аналогичной геодинамической ситуации (край погружающейся плиты) в плиоцене появился и продолжает активно развиваться задуговой прогиб Лау островодужной системы Тонга-Кермадек. В нем растяжение земной коры над зоной поддвига дошло до новообразования океанической коры. В сторону внешней границы пояса движения становятся более унифицированными. В рассмотренном регионе они проявлены в правосторонних движениях вдоль структурно связанных Сахалинской и Ланково-Омолонской зон.

Отсутствие поперечных поясу структурных разделов позволяет утверждать, что малых литосферных плит, как жестких, очерченных непрерывными системами активных структур относительно изометричных образований, не существует. Это со всей определенностью следует в отношении предполагаемой Охотской плиты, у которой отсутствует сегмент северной границы. Также не удается до сих пор локализовать Аляскинский сегмент границы Берингийской плиты. Очевидно, что конструкция переходной зоны в виде конечного набора жестких образований не способна к движению, к обеспечению перемещения вещества в Тихоокеанском поясе согласно с его общей правосдвиговой кинематикой. Следует полагать, что деформации литосферы пояса имеют характер пластических [Лобковский и др., 2011], а перемещения в нем осуществляются, вероятнее всего, в форме вязкопластического течения, например, в виде латерального выжимания вещества из одних участков пояса в другие, как это предполагается, например, для Берингийско-Аляскинского региона [Redfield et al., 2007; Scholl, 2007]. B отношении всего северного сегмента обрамления Пацифики Редфилд и др. [Redfield et al., 2007] высказали идею «орогенического течения». В ее геодинамическом представлении, крупные сдвиговые разломы и зоны служат своеобразными направляющими корового «течения» [Ridgway, Flesch, 2007]. Перемещению масс земной коры вдоль пояса в направлении от запада Северной Америки к Аляске и, далее, к западу Беринговоморского региона, не противоречат данные GPS измерений и устанавливаемые сейсмологическими исследованиями скорости деформаций [Mazzotti, Hyndman, 2002]. Для описания таких перемещений представляются соответствующими также термины «плито-поток» и «горизонтальная протрузия» [Леонов, 2008] и «латеральное выживание» [Копп, 1977]. Движущей силой перемещений, как показано в настоящей работе, может быть не ортогональное сближение Тихоокеанской плиты с ее континентальным обрамлением, наличие значительной тангенциальной компоненты в их относительных перемещениях, влияние которой распределено на всю ширину пояса и, возможно, ширину пояса определяет.

Правосдвиговая Ланково-Омолонской кинематика 30ны. продемонстрированная В работе, является важным свидетельством продолжения крупных правых сдвигов Аляски в Азию и наличия структурных связей Аляски и северо-восточной Азии. Это дает основание предполагать, что «тектоника выжимания и течения» может быть применима и для сегмента Тихоокеанского пояса на северо-востоке Азии. Дальнейшие исследования в этом направлении должны быть сконцентрированы на выявлении всех активных разломов и закономерностей их распределения в обширном Корякско-Анадырско-Чукотском регионе, получении данных о средних за разные периоды времени скоростях движений по разломам на разном удалении от границ пояса, на анализе новейшей структуры региона, элементом которой являются разломные деформации.

Список основных публикаций

Статьи в рецензируемых журналах

Булгаков РФ., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., <u>Кожурин А.И.</u>, Бесстрашнов В.М., Стром А.Л., Suzuki, Y., Tsutsumi, H., Watanabe, M., Ueki, T., Shimamoto, T., Okumura, K., Goto, H., Kariya, Y. Активные разломы Сахалина. Геотектоника. 2002. № 36. С. 227-246.

<u>Кожурин А.И.</u> Четвертичная тектоника хр. Кумроч и полуострова Камчатский (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 76-87

<u>Кожурин А.И.</u> Молодые сдвиги хр. Кумроч и полуострова Камчатский // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 45-55.

<u>Кожурин А.И.</u>, Лободенко И.Ю., Стром А.Л. Следы сильных землетрясений на полуострове Шмидта – северной части о. Сахалин в голоценовое время // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 4. С. 23–29.

<u>Кожурин А.И</u>., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10-27.

Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В., <u>Кожурин А.И.</u>, Буржуа Дж., Мартин Е.М. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. № 15. С. 100-115.

Пинегина Т.К., <u>Кожурин А.И.</u> Новые данные о сейсморазрыве Олюторского землетрясения (М_W 7.6, 21.04.2006 г., Корякия, Россия) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С. 231-241.

Пинегина Т.К., <u>Кожурин А.И.</u>, Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 19. С. 138-159.

*Трифонов В.*Г., <u>Кожурин А.И.</u> Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3-18.

Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79-98

Ioffe A.I. <u>Kozhurin A.I.</u> Database of active faults of Eurasia // J. Earthquake Prediction Research. 1996. Vol.5. P.

Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 273–285.

<u>Kozhurin A.I.</u> Active Faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction // American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series "Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region". Eds: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M. et al. 2007. Vol. 172. P. 107-116

<u>Kozhurin A.I.</u>, Acocella V., Kyle P.R. et al. Trenching active faults in Kamchatka, Russia: paleoseismological and tectonic implications // Tectonophysics. 2006. V. 417. P. 285-304.

Shimamoto, T., Watanabe, M., Suzuki, Ya., <u>Kozhurin A.I.</u>, Strel'tsov, M.I., et al. Surface faults and damage associated with the 1995 Neftegorsk earthquake // J. Geol. Soc. Japan, vol.102, No.10. 1996. P. 894-907.

Suzuki, Y., Tsutsumi, H., Watanabe, V., Ueki, T., Okumura, K., Goto, H., <u>Kozhurin A.I.</u>, Strel'tsov, M I., Bulgakov, R., Terentief, N., Ivashchenko, A.I. Preliminary Report on Active Faults in Sakhalin, Russia // J. of Geography. 2000. Vol.109, N_{2} .

Tibaldi, A.,Corazzato, C., <u>Kozhurin, A.</u>, Lagmay, A.F.M., Pasquarè F.A., Ponomareva, V.V., Rust, D., Tormey, D., Vezzoli, L. Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion // Global and Planetary Change. 2008. Vol. 61. P. 151–174.

Tsutsumi, H., Suzuki, Y., <u>Kozhurin, Andrei I.</u>, Strel'tsov, Mihail I., Ueki, T., Goto, H., Okumura, K., Bulgakov, Rustam F., Kitagawa H. Late Quaternary faulting along the western margin of the Poronaysk Lowland in central Sakhalin, Russia // Tectonophysics. 2005. Vol. 407. P. 257–268

Tsutsumi, H., Ueki T., Suzuki Y., Watanabe M., <u>Kozhurin A.I.</u>, Streltsov M.I. Active faults and paleoseismology in Northeastern Sakhalin, Russia // J. of Geography. 2000. Vol.109, № 2 (969). P. 294-301

Монографии, статьи в сборниках

<u>Кожурин А.И.</u> Курило-Камчатская островодужная система: неотектоническая зональность, позднечетвертичная структура Центральной Камчатки, некоторые общие черты новейших структур Тихоокеанского подвижного пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М:. Наука, 1988. С. 67-115, 135-151.

<u>Кожурин А.И.</u> Четвертичная тектоника Центральной Камчатки и некоторые общие черты неотектоники Тихоокеанского тектонического пояса // Современная геодинамика и глубинная структура территории СССР. М:. Наука, 1990. С. 72-77.

<u>Кожурин А.И.,</u> Стрельцов М.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27 (28) мая на севере Сахалина. // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П.Лаверов. М.: 1995. С. 95-100.

Стрельцов М.И., <u>Кожурин А.И.</u> Активные разломы и катастрофические землетрясения Сахалина (Апреловский активный разлом, результаты тренчинга) / Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2002. 7 с.

Стрельцов М.И., Кожурин А.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27(28) мая 1995 г. на севере Сахалина // Память и уроки Нефтегорского землетрясения 24-25 мая 2000 г. М., ПОЛТЕКС. С. 95-100

Трифонов В.Г., Лукина Н.В., <u>Кожурин А.И.</u> Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: Изд-ва Миннауки. 1993.

Besstrashnov, V.M., Goto, H., Kimura, G., <u>Kozhurin, A.I.</u>, Okumura, K., Streltsov, M.I., Strom, A.L., Suzuki, Y., Tsutsumi, H., Ueki, T., Watanabe M. Evidences of strong past earthquakes along the major Sakhalin faults: implications for seismic hazard // Proceedings of the Intern. Workshop GPA'99, J. of Geology. 1999. Series B. № 13-14. P. 287-291

Материалы и тезисы докладов

Кожурин А.И. Современная структура хребтов Момский и Черский и границы литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Мат-лы XXIX Тектонического совещания «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов». Москва.МГУ. М.: ГЕОС. 1996. Т. 1. С. 135-137.

Кожурин А.И. Тихоокеанский тектонический пояс: общие черты взаимоотношения внутриконтинентальными структуры, кинематики, с подвижными поясами // Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике «Современная геодинамика Центральной процессы: результаты опасные природные исследований Азии И на количественной основе». Иркутск. 23-29 сентября 2012 г. - В 2-х т. - Иркутск: ИЗК СО РАН. Т. 1. С. 40-42.

<u>Кожурин А.И.,</u> Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Деформация островной дуги, расположенной над краем погружающейся плиты: пример Камчатки // Матер. XLIII Тектоническом совещания: «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. 2010. Т.1. С. 319-323.

<u>Кожурин А.И.,</u> Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника полуострова Камчатский как проявление коллизии Камчатской и Алеутской островных дуг // Материалы XVII Всероссийской конференции «Проблемы сейсмотектоники» 20-24 сентября 2011г. (под ред. акад. А.О. Глико, д.г.-м.н. Е.А. Рогожина, д.г.-м.н. Ю.К. Щукина, к.г.-м.н. Л.И. Надежка) Москва, 2011. Т. 4. С. 260-263.

<u>Кожурин А.И.,</u> Пономарева В.В. Активная разломная тектоника Камчатки // Материалы всероссийского совещания с международным участием «Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии». 18-24 сентября 2007 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск. С. 29-32.

Кожурин А.И., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В., Acocella V., Lagmay F.M., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Tengonciang A., Uy H. Внесубдукционная сейсмичность Камчатки: первые палеосейсмологические данные для Восточно-Камчатской зоны разломов // Материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 21-27 августа 2004 г. С. 101-104

Ivashchenko, A.I., Kim Choon Oun, Streltsov, M.I., <u>Kozhurin A.I.</u>, Fokina, T.A., Yust, A. A. Surface Faulting And Aftershocks Associated With The Mw6.8 Uglegorsk Earthquake Of August 4, 2000 In The Central Sakhalin Island, Russia // IUGG. Abstract. Sapporo, Japan. 2003

Kozhurin A. Kamchatka island arc: two modes of extension in the overriding plate // Geophysical Research Abstracts. 2007. Vol. 9, 06060, SRef-ID: 1607-7962/ra/EGU2007-A-06060© European Geosciences Union. 2007.

Kozhurin A.I. A dangling slab and arc-normal extension: the case of Kamchatka, Russia // Proc. of the American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco. 2009.

Kozhurin A.I. Geometry and kinematics of the Late Cenozoic Pacific— Eurasia +North America boundary // Proc. of the 31st IGC, Rio de Janeiro, 2000.

Kozhurin A., Pinegina T. Active fault study in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian junction (in search for collision) // Abstracts for KALMAR (Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island arc systems) conference, May 12-20, 2011 Trier, Germany. Kiel: Hansadruck, 2011. P. 70-72.

<u>Kozhurin, A.,</u> Pinegina, T.K. Active faulting in the Kamchatsky Peninsula as evidence for the Kamchatka-Aleutian collision // Proc. of the 7th Biennual workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science. Abstracts. JKASP-2011. Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. August 25-30. 20116. P. 125-128

<u>Kozhurin A.</u>, Pinegina. T. From arc-normal extension above the subduction zone to arc-normal contraction just beyond its lateral edge: the case of the Kamchatka-Aleutian junction // Geophysical Research Abstracts .Vol. 14. EGU General Assembly 2012.