С. И.Шерман, П. М. Хренов, В. К. Александров и др.

**ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ[[1]](#footnote-1)\***

Геологическая природа южного обрамления Сибирской платформы неоднократно обсуждалась в литературе. Хорошо известно, что складчатые и разрывные структуры, орогенные формы рельефа в первом приближении параллельны контуру ограничения платформы. Большинство исследователей ведущую роль в формировании структурного рисунка этого ограничения придавали глубинным разломам (Ажгирей, 1960; Воронов, 1968; Флоренсов, 1954, 1960; Хренов, 1971; Хренов, Шерман, 1968). В этом качестве известен крупный Саяно-Байкальский краевой шов. Две его ветви — Главный Саянский глубинный разлом и Прибайкальский — ограничивают южный выступ Сибирской платформы и вместе с разломами второго порядка образуют густую сетку.

Несмотря на относительно продолжительную историю изучения разломов юга Восточной Сибири, их кинематика стала выясняться недавно. При этом оказалось, что очень многие разломы, в том числе и такие крупные, как Главный Саянский, имеют сдвиговую компоненту. На это обратили внимание Н.С. Зайцев (1960), В. Пейве (1961), Н.А. Берзин и К.А. Клитин (1961), Д.И. Мусатов (1963), В. Ламакин (1968) и многие другие. Несколько позже появляются данные о сдвиговых смещениях по Прибайкальскому разлому (Сейсмотектоника..., 1968; Шерман, 1967), а также по некоторым другим разломам Забайкалья (Сизых, 1966; Горожанкин, Ерхов, 1970). Публикуемые сведения о направлениях сдвиговых смещений по одним и тем же разломам не всегда однозначны. Во многом последнее обстоятельство объясняется различным методическим подходом к выяснению сдвиговой компоненты.

Накопившиеся в течение последних лет сведения дают серьезное основание полагать, что горизонтальные движения имели большое значение в динамике развития разломов юга Восточной Сибири. Такой вывод подтверждается еще и несколькими экспериментальными работами (Гладков и др., 1972; Лучицкий, Бондаренко, 1967).

**К методике выявления и изучения горизонтальных движений по разломам**

Методике изучения горизонтальных движений по разрывным структурам посвящена обширная литература (Данилович, 1961; Горизонтальные перемещения..., 1963; Моуди, Хилл, 1960; Булина, 1964; Ващилов, 1966; Суворов, 1968,1973а; Гавриш, 1969; Шерман, 1969). Тем не менее методические вопросы изучения разломной тектоники не сняты с повестки дня. В создавшейся ситуации разрывные нарушения являются наименее разработанной частью легенд тектонических карт.

На рассматриваемой территории разломы и по морфологическим, и по собственно геологическим структурным признакам проявлены весьма широко. Однако не все разломы сопровождаются одними и теми же комплексами признаков. Так, геоморфологические признаки наиболее четко отражают самые поздние, чаще кайнозойские периоды активизации разломов. Естественно, они практически полностью затушевывают морфологические особенности, связанные со всеми предыдущими периодами развития дизъюнктивной структуры. Приразломная складчатость, структуры волочения и другие подобные интраструктурные формы зон разломов, которые мы картируем на поверхности, отражают более ранние и более глубинные этапы развития данного конкретного дизъюнктива.

Среди геоморфологических признаков, отражающих новейшие подвижки, в основу принимались прямолинейные отрезки гидросети, резкие повороты и изгибы русел постоянных и временных водотоков, отчетливые ступени в рельефе, нередко сопровождающиеся гравитационными оползнями, узкие, но достаточно протяженные депрессионные формы рельефа и некоторые другие. Общий вид рисунка рельефа, обязанный своим происхождением разломной тектонике, давал, как это следует из методических работ (Горизонтальные перемещения..., 1963), надежное представление о генетическом типе разлома. Определенный таким образом знак движения относился нами к известному последнему периоду активизации разлома.

В большинстве случаев основным приемом установления подвижек все же выступали структурные признаки. По степени катаклаза и милонитизации делалось заключение о примерной глубине эрозионного среза; по внутриразломным формам, характеру волочения и сетке трещиноватости — о направлении подвижек по разлому.

Особое внимание обращалось на характер дислокационного метаморфизма. Из общих сведений о поведении вещества горных пород в условиях высоких давлений и температур земных недр известно, что структуры волочения, мелкая складчатость и будинажные формы образуются на глубинах, превышающих 3—5 км; последние хорошо согласуются с уровнями дислокационного метаморфизма тектонитов (Казанский, 1972).

Для крупных региональных и глубинных разломов существуют два наиболее распространенных способа определения генетического типа смещения: по характеру смещения определенных геологических тел и по анализу комплекса геологических структур, возникающих в процессе перемещения. Первый способ достаточно известен, и нет необходимости на нем останавливаться. В том случае, когда не было надежно установленных маркеров или разлом проходил согласно с простиранием комплекса пород, нами широко использовались анализ линейно-ориентированных структурных элементов, развивающихся в надвигах и взбросах (Гладков, 1965), анализ поясов трещиноватости, связанной с разрывными смещениями (Данилович, 1961) и некоторые дополнительные приемы к этому методу, предложенные С.И. Шерманом (1966,1969).

Для выделения разломов фундамента Сибирской платформы были использованы геофизические материалы. Смещение вдоль разломов полосовых магнитных аномалий, кулисно или прерывисто расположенные цепочки гравитационных и магнитных аномалий и другие признаки позволяют говорить о горизонтальных движениях крупных блоков фундамента платформы.

**Типы разломов с горизонтальным перемещением крыльев**

Разломы с горизонтальным перемещением мы делим на две категории: а) глубинные разломы, для отдельных этапов развития которых характерна горизонтальная компонента движения; б) региональные разломы с четко выраженными горизонтальными подвижками. За основу классификации взяты длительность геологического развития и протяженность (масштаб проявления) разломов. К классу региональных относились дизъюнктивны с длиной менее 100 км, т.е. не более чем в 2 раза превосходящие по длине мощность земной коры (рис. 8; см. вкладку нет рисунка).

Главный Саянский разлом – одна из крупнейших разрывных структур Восточной Сибири. Описанию его геологического строения посвящены работы С.В. Обручева, Н.С. Зайцева, К.А. Клитина, В.Е. Ляцкого, Н.А. Берзина, Л.М. Парфенова, С.П. Плешанова и многие другие. Разлом выступает в роли главной структурной границы между кристаллическим выступом фундамента Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой областью. Прослеженная длина разлома приближается к 1000 км, причем в крыльях его соприкасаются часто различные по возрасту вещественные комплексы пород. На поверхности разлом выражается зоной субпараллельных разрывов, сопровождающихся дроблением, трещиноватостью и милонитизацией. Ширина зоны колеблется от нескольких сотен метров до 12-15 км, а в западной части - до 50-60 км (Ляцкий, 1966). Отдельные разрывы имеют преимущественно юго-западные наклоны сместителей. Затухание разлома по простиранию зафиксировано на юго-западе - у южного окончания Байкала, на северо-востоке — в южных отрогах Енисейского кряжа.

Амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений вдоль разлома определялись неоднократно. Л.М. Парфенов (1967) оценивает максимальную амплитуду вертикального смещения по краевому шву примерно в 8-10 км, Д.И. Мусатов (1963) — в 12—13 км. Названные цифры определены по анализу мощности и взаимоотношению формаций в центральной части разлома, где он образует тектоническую границу между Бирюсинской глыбой и Дербинским антиклинорием. Тип сдвига относится к числу дискуссионных вопросов. По исследованиям И.Б. Недумова. Главный Саянский разлом представляет собой правый сдвиг. В.Б. Ляцкий (1966) по ряду косвенных признаков пришел к заключению о левостороннем сдвиге с амплитудой в несколько километров. П.М. Хренов и С.И. Шерман (1968) проанализировали приразломные складчатые и разрывные дислокации в зоне 10-15 км по обе стороны от сместителя, т.е. на интервал, больше которого трудно предположить непосредственное влияние сдвигов из-за ограниченности приразломного поля напряжений. В конечном итоге, по сумме фактов и анализу структурных комплексов Главный Саянский разлом для докайнозойского времени может быть классифицирован, как взбросо-сдвиг с правосторонним смещением. Экспериментальное воспроизведение механизма образования главных разломов юга Восточной Сибири подтверждает такую интерпретацию геологических фактов (Гладков и др., 1972). Ориентированная амплитуда правого сдвига, определяемая по смещению бирюсинской свиты верхнего архея Бирюсинского горста и Канской глыбы, оценивается в 70-80 км. Заметим, что Д.И. Мусатов (1963),сравнивая ангаро-канскую часть Енисейского кряжа и канскую глыбу, расположенные в разных крыльях разлома, оценил амплитуду сдвига в 80-100 км.

Кайнозойский этап развития также нашел существенное отражение в структурах Главного Саянского разлома. Для его юго-восточной оконечности, в районе Зыр-кузунской петли (р. Иркут) фиксируется левостороннее сдвиговое смещение, развивавшееся в неогене и четвертичном периоде, с амплитудой, оцениваемой в 11 км (Ламакин, 1968). Сдвиговая компонента по зоне разлома хорошо диагностируется по изгибам русел рек Онот, Урик, Ия и далее к северо-западу. Но анализ высотных отметок современного рельефа двух разломных блоков в зоне Главного разлома подтверждает существование сбросовой компоненты с опущенным северо-восточным крылом.

Следовательно, дифференцированный характер движений в различные эпохи тектогенеза для Главного Саянского разлома проявился вполне определенно.

Для докайнозойского периода по суммарному комплексу признаков - это взбросо-сдвиг, для последующего времени — сбросо-сдвиг. Диаметрально противоположное изменение знака подвижек с началом кайнозойского этапа для одного из крупнейших разрывов юга Восточной Сибири оказало серьезное влияние на ориентировку, формирование и расположение неотектонических структур.

Осложнения линейной складчатости, ступенчатость, связанная с проявлением сдвиговых перемещений отдельных блоков, торцовые сочленения структур фиксируются и в зонах других глубинных разломов Восточного Саяна, расположенных как в пределах Присаянского прогиба, т.е. к северо-востоку от Главного Саянского разлома, так и юго-западнее от него.

В немногих случаях имеется возможность установить амплитуду горизонтальных перемещений достаточно надежно. В частности, это относится к сдвигам в пределах Присаянского прогиба. С юго-запада он ограничен региональным Бирюсинским разломом, северо-восточная его часть перекрыта палеозойским чехлом платформы. Территория прогиба разбита субпараллельными разломами северо-западного простирания на множество линейных линзовидных блоков. В целом простирание разломов северо-западное (315°), падение большинства плоскостей сместителей — на юго-запад (50-75°). По своим морфогенетическим признакам они относятся к взбросо-сдвигам. Большая часть разломов имеет правые сдвиги, с амплитудами горизонтальных смещений от 10 до 40 км. Обычно взбросо-сдвиги затухают в раннепалеозойских отложениях чехла платформы, что указывает на их максимальную активизацию в допалеозойское время. В субмеридиональном направлении под углом 30-45° к взбросо-сдвигам вытянуты цепочки интрузивных тел основного состава рифейского возраста, выполняющих трещины отрыва. Такая ориентировка структур растяжения может возникнуть только при правосторонних сдвиговых смещениях.

Анализ складчатости, отсутствие частично или полностью некоторых осадочно- метаморфических пород вблизи крупных взбросо-сдвигов, распространение одновозрастных комплексов по обе стороны от разломов позволяют установить примерные амплитуды горизонтальных смещений и по другим крупным разломам в пределах Восточного Саяна.

Амплитуда правого сдвига по Восточно-Саянскому разлому, ограничивающему с юго-запада Восточно-Саянский антиклинорий, по смещению раннепалеозойских вулканогенных образований хамсаринской свиты и гранитов таннуольского комплекса определяется до 40 км. По срезанию Бирюсинским разломом части образований бирюсинской серии можно предполагать, что амплитуда горизонтальных смещений по нему составляла более 50 км. По Туманшетскому разлому, ограничивающему Бирюсинский горст с северо-востока, смещение девонских отложений юго-восточной окраины Рыбинской впадины позволяет установить левый сдвиг с амплитудой перемещений в 20-25 км. Большие амплитуды горизонтальных перемещений правого знака нами предполагаются по Точерскому разлому, ограничивающему Шарыжалгайский горст с юго-запада. На это указывает его прямолинейность, а также разворот раннепротерозойских структур Урикско-Ийского грабена с северо-западного на меридиональное вблизи разлома. Возможная амплитуда сдвига - около 100 км. Правый сдвиг с амплитудой в 20 км устанавливается по Савинскому разлому, ограничивающему Онотский грабен с юго-запада, по которому смещены раннепротерозойские и архейские образования.

Незначительные по амплитуде горизонтальные смещения предполагаются вдоль крупных разломов субмеридионального простирания центральной части Шарыжал-гайского горста - Онотскому и Дабадскому. Вероятная амплитуда их не превышает первых километров.

Среди крупных, длительно живущих разломов можно выцепить разновидности, у которых в отличие от описанных, несоизмеримо мала горизонтальная компонента движения. Тектонотипом может быть Тункинский разлом. Он протягивается вдоль южных склонов Тункинских белков на расстоянии более 200 км. В деталях разлом состоит из отдельных разломов длиной 25-30 км, сочленения которых происходят через пограничные, относительно менее нарушенные блоки. Ширина зоны 0,8— 0,9 км. Геоморфологические признаки позволяют классифицировать Тункинский разлом как сдвиго-сбросовую структуру. Общая амплитуда сдвига оценивается в 1,5 км. Сбросовая компонента различными исследователями определялась неоднозначно. В.В. Ламакин (1955) оценивал ее в 2 км, сопоставляя базальты в Тункинской впадине с базальтами на вершинах Тункинских и Китойских гольцов. Н.А. Флоренсов (1954, 1960), уделяя особое внимание соотношению разломов и пластических изгибов в формировании кайнозойских впадин, полагает, что величина вертикального размаха движений в одинаковой степени обязана и сбросовой, и изгибовой составляющей и конкретно трудно вычисляема.

Анализ керна скважин, пробуренных недавно в зоне Тункинского разлома, позволил сопоставить смещенные и скрытые под осадочным чехлом во впадинах породы с аналогичными на относительно поднятом крыле. Амплитуда сброса оценена таким путем в 300-400 м. Геофизические исследования (Зорин, 1971) дают основание считать, что ступенчатое строение Тункинского разлома фиксируется и под осадками. Можно полагать, что общая ширина зоны разлома превышает 1 км, и благодаря ступенчатости строения можно ожидать суммарного увеличения вертикальных смещений до 1 км, а горизонтальных — в несколько раз больше (если сохранится соотношение, которое зафиксировано прямыми геологическими наблюдениями). Анализ структурно-геологических элементов его внутренней зоны (складки волочения, будинаж, трещиноватость) позволил установить правостороннюю сдвиго-взбросовую компоненту движения. Оно происходило в один из ранних докайнозойских этапов развития.

Характер рисунка трещиноватости совершенно определенно показал наличие сдвиговой компоненты в зоне Тункинского разлома (Тектоника и вулканизм..., 1973) с левосторонним смещением. Последнее подтверждают геоморфологические наблюдения. Установлено несовпадение векторов по анализу пликативных и дизъюнктивных приразломных структур, что указывает на смену направлений движений вдоль Тункинского разлома в течение геологического времени; последнее согласуется с аналогичной ситуацией по Главному Саянскому разлому.

Из региональных разрывов наибольший интерес для анализа затронутой проблемы представляют надвиги. Все известные надвиговые структуры в Саянском обрамлении Сибирской платформы расположены в ее складчатом обрамлении вдоль краевого шва, причленяясь к нему под острым углом. Они имеют субширотную ориентировку и пологие падения в северных румбах.

По Восточно-Саянскому разлому устанавливается значительное надвигание северо-восточного блока, сложенного породами дербинской серии нижнего про терозоя, на юго-западный, сложенный породами нижнего палеозоя (Мусатов, 1963). Надвиговые смещения северных блоков к юго-востоку с амплитудой не менее 2—2,5 км известны по разломам, оперяющим Восточно-Саянский разлом.

Е.Л. Емельянов и В.В. Перфильев (1969) описали Шебеликский надвиг, расположенный несколько южнее Жомболокского разлома. Плоскость сместителя надвига, волнообразно изгибаясь под пологими углами (около 15°), падает в северных румбах. Аллохтон сложен сланцами ильчирской свиты протерозоя, автохтон - известняками монгошинской свиты рифея. Амплитуда горизонтального перемещения по надвигу ориентировочно оценивается в 7-10 км.

Исследования в Тункинских гольцах и сопредельной с севера территории (Арсентьев, 1967; Ружич и др., 1972) позволили установить здесь полосу надвигов и пологих взбросов, трассируемых с отдельными перерывами в широтном направлении от известного Ангарского надвига (Данилович, 1949) на востоке далеко на запад, на расстояние, превышающее 150 км. Возраст заложения названной группы надвигов различный. При этом более однозначно, чем другие, выделяются надвиги, образованные в орогеническую фазу Алтае-Саянских каледонид (Арсентьев, 1967) и в кайнозойский этап развития. В структурном отношении названные группы надвигов мало отличаются друг от друга. Движение аллохтона было направлено к северу и северо-востоку. Данные абсолютной геохронологии дают основание полагать, что некоторые надвиги в Тункинских гольцах активно развивались и в постмиоценовое время (Ружич и др., 1972). Горизонтальная амплитуда определяется весьма относительно. Для докайнозойского этапа развития она приближается к 5 км (Арсентьев, 1967), а собственно кайнозойского — не более 1 км. Изложенное свидетельствует о продолжительности действия горизонтальных напряжений в этой части территории.

Таким образом, для огромного периода времени — от конца архея до кайнозоя - основные генеральные глубинные разломы северо-западного простирания характеризовались преимущественно правосторонними сдвиговыми подвижками. Региональные разломы северо-западного простирания вписываются в эту же закономерность; сдвиги субмеридионального простирания характеризуются лево- и правосторонними подвижками. Надвиги, имеющие преимущественно широтную ориентировку, отражают движение масс с севера на юг. В кайнозое фиксируется изменение кинематики движения для ряда стуктур. Максимальные суммарные амплитуды докайнозойских подвижек по сдвигам оцениваются десятками, кайнозойских — первыми километрами. Надвигание не превышает первых километров.

Крупнейшей дизъюнктивной структурой юга Восточной Сибири является Прибайкальский глубинный разлом, протягивающийся вдоль западной прибрежной полосы Байкала. Общая протяженность разлома более 500 км, простирание северо-восточное (40—50°), в северной части Байкала разлом приобретает почти субмеридиональное простирание. Разлом отчетливо проявляется уступом в рельефе, а при геологическом картировании отмечается 300-800-метровой по мощности зоной катаклазитов, милонитов и ультрамилонитов, развивающихся по породам различного состава.

Наиболее детально в структурном отношении изучен центральный отрезок Прибайкальского разлома - Приморский разлом, простирающийся в Западном Прибайкалье от устья р. Бугульдейки до р. Замы на расстоянии около 200 км. Разлом разграничивает архейские и нижне-среднепротерозойские образования. Линия разлома на местности отчетливо проявлена глубокой межгорной впадиной, своим северным окончанием переходящей в залив Мухор и Малое море. Максимальная высота уступа в рельефе достигает 600 м. Расположение Приморского разлома в общей системе Прибайкальского разлома (краевого шва по определе¬нию ряда исследователей) позволяет считать его тектонотипом всей системы и переносить его структурные черты и особенности на всю генеральную дизъюнктивную структуру.

Заложение Прибайкальского разлома относится к раннему протерозою. Активизация происходила неоднократно, но особенно интенсивно в среднепротерозойский, каледонский и кайнозойский периоды тектогенеза. Об этом свидетельствуют детали внутреннего строения. В частности, разлом концентрирует раннепротерозойские основные породы (муйский комплекс), среднепротерозойские кислые интрузии (гранитоиды Приморского комплекса); в его зоне в тектонические линзы зажаты верхнепротерозойские образования (линзовидные тела доломитов), свидетельствующие о допалеозойской активизации разлома. Зона разлома представлена катаклазированными и милонитизированными породами.

Генетическая сущность Приморского разлома до последнего времени оставалась однозначно не установленной. Возрастное соотношение пород, принимая во внимание крутое падение разлома на юго-восток (азимут падения 140, угол 65- 70°), давало основание считать разлом типичным взбросом. Наблюдая морфологическую ступень в рельефе, висячие профили долин рек и некоторые другие признаки разлом довольно часто называли сбросом.

Нами были проанализированы линейно-ориентированные структурные элементы, отражающие динамику подвижек по разлому. Так, приразломная складчатость — складки параллельного и подобного типов — развита главным образом в висячем крыле разлома и в зоне шва. Статистическая обработка структурных элементов складок выявила отличия в простирании их осей и наклоне осевых поверхностей. Оси складок параллельного типа ориентированы на северо-восток 50°, осевые поверхности падают на юго-восток под углом 82°. Складки подобного типа ориентированы по двум направлениям: северо-восточному 55° (осевые поверхности падают на юго-восток под углом 85°) и северо-восточному (осевые поверхности падают на северо-запад под углом 45°). Двухгранный угол между плоскостью смещения Приморского разлома и осевыми поверхностями складок параллельного типа составляет 20°, подобного типа — 24 и 70°. Угловые взаимоотношения между названными типами пликативных структур и ориентировкой плоскости Приморского разлома показывают, если придерживаться принципа Д. Моуди и Д. Хилла, наличие левостороннего сдвигового смещения. Статистическая обработка углов наклона шарниров приразломных складок подтверждает установленную закономерность: статистический максимум угла восстания шарниров образует с линией горизонта угол в 80°, что означает превалирование взбросовой компоненты над сдвиговой.

Комплекс будинажных структур зоны Приморского разлома показал, что среднее простирание длинной оси А составляет 50°, ныряние на северо-восток под углом 10 к горизонту. Как видим, угол ныряния совпадает с углом погружения шарниров приразломных складок.

Выдержанная в пространстве ориентировка приразломных складок и будинажных структур непосредственно связана с движениями по разлому. Их структурный анализ указывает на левосторонние взбросо-сдвиговые движения по Приморскому разлому. Они происходили в один из ранних докайнозойских этапов развития разлома.

Из анализа трещиноватости следует что вдоль Приморского разлома в кайнозое происходили правосторонние сдвиго-сросовые движения. Более вероятно то, что они отражают один из последних этапов активизации и повторных подвижек по разлому, связанных с периодом рифтогенеза.

О сдвиговых движениях вдоль южной части Прибайкальского разлома (Приморском и Акитканском отрезках) в палеозое определенным образом указывает характер причленения к нему складок нижнепалеозойских платформенных отложений. Здесь линейные складки северо-восточного простирания с зоной краевого шва обычно образуют острый угол (20—30°), открытый в южном направлении. При этом наблюдается асимметрия складок и их опрокидывание на северо-запад. По соотношению к краевому шву эти складки являются, по-видимому, структурами волочения, а их образование можно объяснить только левосторонним сдвиговым смещением вдоль краевого шва; горизонтальная амплитуда перемещения должна составлять, как минимум, несколько километров.

Исследования В.А. Наумова (1973) по северной части Прибайкальского глубинного разлома (Левоминьского отрезка), опирающиеся на другие методы анализа, согласуются с изложенными материалами. Следовательно, установленную кинематику движений можно распространить по простиранию на всю структуру краевого шва.

Отсутствие твердых геологических маркеров затрудняет определение абсолютной величины сдвиговых смещений. Ситуация усугубляется еще и активной продолжительной жизнью Прибайкальского глубинного разлома, в течение которой происходили разнонаправленные движения. Исходя из известных геологических приемов, точную амплитуду докайнозойских подвижек в настоящее время определить невозможно. По обнаженным на крыльях комплексам пород можно предполагать, что вертикальная амплитуда взброса превышала несколько километров. Вопрос о горизонтальной составляющей решается на основании следующих соображений. Если опираться на количественные расчеты, то, учитывая небольшой угол (10°) наклона шарниров приразломной складчатости и длинных осей будин к горизонту, горизонтальная компонента движения, происходящего одновременно со сбросом, составит 1-3 км. Несколько большая амплитуда перемещения, порядка 10—15 км, получается при анализе сопряженных с глубинным разломом складок волочения, наблюдаемых в осадочном чехле Сибирской платформы. Если сопоставить ольхонскую серию Западного Прибайкалья с подобным комплексом пород Северо-Байкальского нагорья — уку-чиктинской серией, тогда субмеридиональный отрезок краевого шва (Лево-миньский разлом) есть крупноамплитудный сдвиг, сместивший в конце ранего протерозоя эти серии приблизительно на 150 км. Такая амплитуда внутриконтинентального сдвига пока вызывает серьезные возражения, хотя и вписывается в результаты упомянутых выше экспериментов В.Г. Гладкова, В.П. Никитина и П.М. Хренова (1972). В последнем случае в среднем протерозое субмеридиональный отрезок Прибайкальского глубинного разлома можно рассматривать, как зону растяжения, возникшую при левосторонних сдвиговых движениях вдоль южного (Приморского) и северного (Акитканского) отрезков краевого шва, ориентированных в северо-восточном направлении. Подобная кинематическая схема определенным образом подтверждается закономерным развитием образований среднепротерозойского краевою вулканического пояса. Наибольшая ширина пояса приурочена к субмеридиональному отрезку глубинного разлома. Эти данные указывают на значительные горизонтальные движения вдоль Прибайкальского глубинного разлома на ранних этапах его развития.

Более точно определяются амплитуды кайнозойских подвижек. Сухарная максимальная вертикальная амплитуда смещений по серии параллельных сбросов вдоль западного побережья Байкала составляет 6—7 км. Она слагается из более чем 5-километровой мощности осадков при километровом слое воды. Крутой береговой уступ практически исключает влияние пластического изгиба. Амплитуда горизонтального смещения в кайнозое ориентировочно определяется по следующим соображениям. Средний зенитный угол наклона штриховки на зеркалах скольжения, образующих плоскость сместителя, равен 10°. Принимая, что тенденция движений в кайнозое не менялась и опускание сочеталось с сдвиганием, нетрудно определить горизонтальную амплитуду сдвига: при 6-километровом вертикальном смещении горизонтальное смещение составит примерно 2 км. Близкие цифры горизонтального смещения определены В.П. Солоненко (Сейсмотектоника..., 1968). Названная цифра отражает минимальный размах горизонтальных смещений.

Таким образом, вдоль Прибайкальского глубинного разлома имеются все основания предполагать возможные горизонтальные смещения в первые десятки километров.

На северо-востоке рассматриваемой территории краевыми ограничениями Сибирской платформы являются Жуинский и Каларский глубинные разломы (Салоп, 1967; Данкевич и др., 1969).

Жуинский глубинный разлом на поверхности выражен субмеридиональной полосой чешуйчатых взбросов, надвигов и сбросов, ширина которой достигает 10-12 км. На основании сочленения складок волочения с зоной глубинного разлома, между которыми наблюдайся острый угол, открытый к югу, есть основание предполагать, что вдоль этого разлома происходили правосторонние сдвиговые движения с амплитудой перемещения около 10 км.

Каларский разлом разделяет Ашанский щит и Становую складчатую зону. Разлом выражен широкой (70-80 км) зоной разрывных нарушений, сопровождающихся милонитами и диафторитами. По геолого-геофизическим данным (Данкевич и др., 1969) установлено, что в мезозое разлом проявил себя, как надвиг с вертикальной амплитудой до 5 км и горизонтальным смещением с юга на север до 15 км. Плоскость надвига наклонена на юг (30-80°); архейские породы Становика по нему надвинуты на юрские отложения Чульманской впадины.

Горизонтальные перемещения устанавливаются и вдоль ряда региональных разломов. Наиболее отчетливо они проявлены в Прибайкалье, Северо-Байкальском нагорье и Западном Забайкалье. В первых двух регионах разломы со сдвиговой компонентой имеют северо-западное и субширотное простирание. Среди них наиболее значительны Елохинский, Котельниковский, Чечуйский, Брамьинский и Правомамаканский. Эти разломы без видимых следов смещения трассируются как в складчатой области, так и в фундаменте Сибирской платформы, т.е. являются сквозными. О времени формирования этих разломов говорить трудно, хотя, судя по их секущему положению по отношению к разломам системы краевого шва и зонам глубинных разломов в теле фундамента платформы, движения по ним проявились несколько позднее, — как указывают геологические материалы, и в палеозое. Большинство из них имеют правостороннюю сдвиговую составляющую. Амплитуда горизонтальных перемещений, устанавливаемая по смещению геологических тел и геофизическим данным, составляет 3-7 км.

В Западном Забайкалье горизонтальные движения проявились в различные тектонические эпохи. Полнее они изучены для мезозоя и кайнозоя и, менее, для докембрия и палеозоя.

В.Ф. Ерхов (1972), изучая мезозойско-кайнозойские депрессии в Витимо-Ингодинском междуречье, расположенном значительно восточнее краевого ограничения Сибирской платформы, пришел к заключению о связи выдержанной ориентировки депрессий с северо-восточными импульсами сжимающих напряжений. Генетические типы трещин и разломов в этом районе коррелируются с их направлением: субширотные — левосторонние сдвиги, субмеридиональные - правосторонние. Можно говорить о длительной по времени и стабильной по ориентировке региональной напряженности земной коры значительной территории юга Восточной Сибири.

Наиболее представительная зона крупных сдвиговых перемещений - Удунгинская (Очиров, 1969; Горожанкин, Ерхов, 1970). Она прослеживается по правобережью р. Удунги и уходит далее как в южном, так и в северном направлении; на юге с затуханием и образование Ичетуйского поддвига, а на севере - Посольского надвига. Длина зоны более 90 км, ширина 2,5—3,0 км, с падением (68-80°) в западных румбах.

Сдвиговый характер дислокации рассматриваемой зоны устанавливается по относительному смещению контуров отложений темникской свиты, но особенно отчетливо — по смещению частей некогда единого габброидного массива относительно друг друга на 14 км. Сдвиговая природа разлома подтверждается, кроме того, его прямолинейностью, крутым падением сместителя, субгоризонтальной штриховкой на плоскостях скольжений отдельных разрывов, широким развитием приразломной складчатости, нередко с крутыми или вертикальными шарнирами в породах темникской свиты.

Анализом трещиноватости, по методу В.Н. Даниловича (1961), устанавливается сбросо-сдвиговая природа разлома при преобладании в нем левой сдвиговом составляющей. Это позволяет говорить о характере разрядки тангенциальных напряжений со стороны южного блока Сибирской платформы.

В Ангаро-Баргузинской горной стране и в Витимском плоскогорье примером сдвиговых деформации является Точерская зона (Хренов, 1971), которая пересекает (315-325°) Забайкальский складчатый пояс и трассируется протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими интрузивами и вулканитами, а также флексурными изгибами. Последние изменяют генеральное простирание складчатых структур, сложенных породами нижнего и верхнего протерозоя, с северо-восточного до северо-западного. Сдвиговые деформации (до 50 км), фиксируемые флексурными изгибами, имели локальное развитие и сравнительно быстро затухали. В мезозое и кайнозое в зоне развивались сбросы и взбросы с возможным проявлением сдвигов. Анализ материала позволяет говорить о взбросо- и сбросо- сдвиговом характере движений в зоне при преобладающей роли правой сдвиговой составляющей.

Из менее крупных разломов необходимо дать краткую характеристику надвигам — тому генетическому типу дизъюнктивов, который однозначно связан с приматом горизонтальных движений коры. Со стороны складчатого обрамления юго-восточной окраины Сибирской платформы надвиги почти повсеместны вдоль западной окраины Байкальской горной области. Эти структуры непрерывной полосой прослеживаются от р. Бугульдейки до р. Витим. При этом наиболее значительные надвиговые структуры располагаются в пределах Байкальского и Акитканского хребтов, в верховьях рек Киренга, Улькан, Верхняя и Нижняя Ирель, Окунайка, Савкина, Миня и Черепаниха (Цьшуков, 1962; Александров, 1969, 1971; Попов, 1967). Здесь в общем случае наблюдается последовательное надвигание с востока на запад нижнепротерозойских толщ на среднепротерозойские, среднепротерозойских на верхнепротерозойские и верхнепротерозойских на нижнепалеозойские.

Надвиги часто имеют сложное чешуйчатое строение. Количество чешуй в отдельных структурах достигает 3—4 и более, а их суммарная мощность иногда приближается к 1000 м. Поверхности сместителей надвигов обычно имеют сложную волнистую форму. Встречаются и надвиговые структуры, у которых отсутствуют корни, а поверхность сместителя наклонена в сторону движения аллохтона. Амплитуда горизонтального перемещения шарьируемых толщ достигает 3—8 км, а в отдельных участках 10—12 км. Надвигание толщ в большинстве случаев происходило в виде отдельных тектонических пластин или их пакетов без смятия и опрокидывания. Надвиги генетически сопряжены со сдвигами, т.е. образуют с ними динамопары. Наблюдаемые амплитуды перемещения вдоль надвигов в первом приближении согласуются с амплитудами перемещения по сдвигам. Перемещение варьируемых толщ в целом происходило вкрест простирания окружающих пород, к структуре которых, очевидно, приспосабливались сколовые поверхности, вдоль которых затем развивались надвиги. Ширина полосы развития надвигов находится в прямой зависимости от очертаний современного края нагорья и местоположения системы разломов краевого шва. Чем ближе шов подходит к краю нагорья, тем уже полоса развития надвиговых структур. Возраст надвигов установить очень трудно. Самыми молодыми отложениями, которые перекрываются надвигами, являются нижнеордовикские на севере и юрские на юге. Имеется и верхняя возрастная граница образования надвигов. В качестве ее репера может служить время формирования денудационной поверхности выравнивания. Возраст денудационной поверхности определяется в границах палеоцена — эоцена (Флоренсов, 1968; Логачев, 1968), а иногда и несколько ранее — поздний мел — палеоген (Постоленко, 1964; Зорин, 1971).

Отсутствие в районе образований среднего и верхнего палеозоя не дает возможности на основании прямых геологических данных точно восстановить возрастные этапы формирования надвигов. Таким образом, серьезные следы горизонтальных движений земной коры в этом районе отмечаются в широком временном диапазоне.

Аналогичные надвиги прослеживаются и во всей восточной стороне Патомской складчатой дуги в зоне Жуинского глубинного разлома. Перемещение масс по надвигам происходило в сторону платформы. Поверхности сместителей надвигов в отличие от надвигов Байкальского и Акитканского хребтов имеют довольно крутое падение, и лишь в немногих из них наклон достигает 30—40°. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигам составляет от 03—0,6 до 1-2 км.

Во внутренних районах Патомского нагорья наиболее значительны Тонодский и Чепикетский надвиги, расположенные в бассейнах одноименных рек. Оба надвига имеют значительную протяженность (соответственно 100 и 60 км), примерно одинаковую вертикальную (более 2 км) и горизонтальную (3-4 км) амплитуду перемещения. Они приурочены к ядрам опрокинутых на юго-восток антиклинальных складок патомской серии, на основании чего можно судить о тесной временной связи процессов надвигания и складкообразования.

Еще одна крупная структура на юге Восточной Сибири — Ангарский надвиг, расположенный в истоке р. Ангары. Это — надвиг субширотного простирания, по линии которого архейский комплекс пород надвинут на среднеюрские образования. Амплитуда надвига не превышает 1 км, колеблясь в пределах сотен метров. Возраст надвига — постсреднеюрский.

В связи с отмеченной тенденцией небезынтересно рассмотреть надвиги в районе Западного Забайкалья, которые удалены от краевых структур ограничения Сибирской платформы. Наиболее представительным может быть известный Посольский надвиг, простирающийся от р. Никиткиной (левый приток р. Селенги в районе дельты) до г. Каменска и восточнее. Общее простирание надвига субширотное, известная протяженность — более 50 км. Возраст — послеюрский определяется по юрским конгломератам автохтона, на которые надвинуты верхнепротерозойские породы битуджидинской свиты и граниты баргузинского комплекса. По косвенным признакам амплитуда движений не превышала нескольких сотен метров.

Существует мнение, что Посольский надвиг был продолжением Ангарского и они, таким образом, представляют единую структурную линию, возможно, частично смещенную более поздними кайнозойскими подвижками по Прибайкальскому разлому. В общем плане ориентировки напряжений в постюрский этап развития Ангарский и Посольский надвиги интерпретируются одинаково и отражают общее субмеридиональное направление вектора напряжений сжатия.

**Энергетические источники горизонтальных движений**

**и динамика развития разломов**

В генеральной структуре южного ограничения Восточной Сибири выделяются два главных направления — северо-западное и северо-восточное. Они — наиболее древние по заложению, а в генетическом плане идентичны. Названное обстоятельство необходимо учитывать при восстановлении картины зарождения и развития всей сетки разрывов. Два генеральных луча — северо-западный и его тектонотип Главный Саянский разлом и северо-восточный, тектонотипом которого выступает Прибайкальский глубинный разлом, — заложились не позднее раннего протерозоя. В последующие геологическме эпохи они предопределили превалирующее направление других, более частных структур смежных регионов. Наличие плоскости симметрии по отношению к простиранию разрывов, общность их генетических типов позволяют рассматривать результаты деформации, да и саму деформацию, происходящую в однородном теле, в среде, близкой к квазиизотропной по своим физико-механическим свойствам. Для наглядного изображения деформации было предложено использовать представление об эллипсоиде напряжений (Хренов, Шерман, 1968). Анализ ориентировки по простиранию и падению генерализованной поверхности Главного Саянского и Прибайкальского разломов (учитывая, что по первому из них в докембрии происходили правые, а по второму — левые взбросо-сдвиги) показывает, что оси эллипсоида напряжения в начальный этап развития этих разрывов должны были ориентироваться следующим образом: ось алгебраически минимального напряжения (сжатия) - субмеридионально, ось алгебраически максимального напряжения (растяжения) - субширотно, ось алгебраически среднего напряжения — близко к вертикали. При такой ориентировке сил наиболее вероятно "раздробление" почти однородной в то время коры по системе концентрации максимальных касательных напряжений, расположенных под углом 45° к оси максимального сжатия.

В тот же период, кроме линеаментов, наметивших будущие общие контуры южной границы Сибирской платформы, следуя строгой схеме ориентировки напряжений при сжатии однородного тела, должны были образоваться крупные прогибы или разломы (трещины растяжения) земной коры, генетически вызванные растягивающими усилиями, ориентированными перпендикулярно напряжениям сжатия. Такие дислокации картируются в фундаменте платформы и проходят в субмеридиональном направлении через район современного истока р. Ангары. Они подчеркиваются гравитационными и магнитными аномалиями, дешифрируемыми М.М. Одинцовым (Структура вулканизма..., 1962), К.А. Савинским (1972) и многими другими как крупный разлом фундамента. Таким образом, генетическая природа саянского и байкальского направлений — сколовая. Моделирование механизма образования структур южной части. Сибирской платформы (Гладков и др., 1972) подтвердило вывод о субмеридиональной ориентировке тектонических сил сжатия, предопределивших генеральный облик структуры южной части Восточной Сибири. Характерно, что на модели нашли отражение и разломы, ориентированные поперечно к контуру южной части Сибирской платформы.

Зарождение сетки разрывов коры, обычно объясняют двояко: 1) либо как результат процессов в верхней мантии, 2) либо как фактор влияния ротационных сил Земли. Нам представляется, что на ранних стадиях развития коры (архей - нижний протерозой) "геотермически" правильная ориентировка по отношению к оси вращения Земли не могла произойти под действием одних только эндогенных процессов в тектоносфере поскольку она требует для объяснения изменения направления подвижек периодическую смену одного типа процессов другими, например экзотермических реакций эндотермическими.

Существует мнение, что энергетическим источником образования крупных линеаментов юга Восточной Сибири являются ротационные силы Земли (Каттерфельд, 1962; Стовас, 1963; Воронов, 1968; Хренов, 1972). Е.Л. Люстих (1962) дал общую оценку сдвиговых напряжений, которые могут появиться у подошвы коры при изменении скорости вращения Земли. Она свидетельствует о явной недостаточности возникающих касательных напряжений для преодоления предела прочности горных пород. Е. Л. Люстих провел расчеты применительно к поведению материальной точки, или "столба" высотой в 40 км при поперечнике в 1 см2. Расчеты не вызывают сомнений и были бы значимы, если бы мы попытались абсолютно всю регматическую сетку разломов объяснить за счет ротации. П.М. Хренов (1972) подошел к решению подобной проблемы с иных позиций. Он сопоставил блок литосферы под Сибирской платформой мощностью 120 км с ее складчатым обрамлением, имеющим мощность коры около 60 км. Инерционный момент громадной массы литосферы Сибирской платформы при неравномерном затухании скорости вращения планеты будет сдвигать платформу в юго-западном направлении.

Таким образом, основные направления разрывов юга Восточной Сибири, могли заложиться благодаря ротации Земли на самых ранних стадиях ее развития. Принимая во внимание небольшое абсолютное значение напряжений, возникающих за счет ротационных изменений скорости вращения, более уверенно можно утверждать, что ротационные силы Земли стали причиной формирования крупных разломов земной коры лишь в случаях, когда они совпадают с векторами напряжений, связанных с эндогенными процессами. Именно поэтому, по статистике в целом для земного шара, мы фиксируем относительно выдержанные направления разрывов по отношению к оси вращения, а в конкретных регионах, расположенных на одних широтах, но в разных местах планеты, преобладают разные по направлению разрывы. Причина заключается в том, что напряжения, вызванные эндогенными процессами, успешнее реализуется, когда их вектор совпадает с вектором напряжений, возникших, в частности, из-за изменения ротационного режима на сфере, имеющей к этому времени некоторые неоднородности.

Возвращаясь к конкретному фактическому материалу об образовании регматической сетки разломов юга Восточной Сибири, учитывая симметрию их генетических типов и знаков смещений, можно согласиться, что участие ротационных сил в их начальный этап развития безусловно. Последующая история развития наиболее крупных разломов юга Восточной Сибири убедительно показывает неоднократную смену напряжений и как следствие этого изменение движений по разрывам. Здесь уже на новом уровне известная роль принадлежит и ротационным силам, но основная энергетическая сила определяется эндогенными процессами. С течением геологического времени гетерогенность верхней части земной коры увеличивается и разрядка ротационных напряжений все чаще происходит по имеющимся большим и малым дизъюнктивам. Роль тектонических сил, связанных с эндогенными процессами, все более и более возрастает. Таким образом, зеркальная симметрия в расположении главных линеаментов юга Восточной Сибири становится отражением их раннего заложения при существенной роли ротационных сил планеты. Все дальнейшее развитие дизъюнктивной тектоники рассматриваемого крупного региона шло при все большем и большем участии и возрастающей роли эндогенных факторов. Каковы же эти эндогенные факторы, каков источник горизонтальных сжимающихся напряжений в коре и какова вероятная максимальная амплитуда горизонтальных подвижек по разломам?

Горизонтальные подвижки у глубинных разломов, выступающих в качестве швов, как уже упоминалось, вызваны двумя причинами. Собственно ротационные силы не могли привести к каким бы то ни было заметным амплитудам. Это объясняется их незначительной абсолютной величиной и кратковременностью действия. Заметная амплитуда связана с эндогенными факторами (Уилсон, 1974). Наиболее существенными из них следует считать процессы в верхней мантии, особенно в ее астеносферном слое.

Для современного этапа развития коры считается, что наиболее активные зоны — рифтовые, с одной стороны, и области островных дуг современного вулканизма и весьма повышенной сейсмической активности и глубокофокусных землетрясений (т.е. зоны современного геосинклинального развития), с другой. Энергетическим источником рифтовых зон считается восходящий конвекционный поток, который, растекаясь под ними, обеспечивает горизонтальное растяжение. Энергетическим источником зон современного геосинклинального развитая предполагается нисходящий конвекционный поток, обеспечивающий субдукцию ("засасывание") материала коры, высокую сейсмичность с преобладанием горизонтальных сжимающих напряжений (Айзекс и др., 1974). Такие зоны часто располагаются на границе континентарной и океанической коры; они отличаются повышением скорости прохождения сейсмических волн и получили название зон Заварицкого — Беньоффа. По направлению протекающих процессов рифтовые зоны и зоны Заварицкого — Беньоффа, вероятно, представляют собой единое целое и обеспечивают своеобразную замкнутую конвекцию в астеносферном слое, а возможно — и во всей подастеносферной мантии.

Если рассмотренные предположения верны, то можно полагать, что общая тенденция направленного развития земной коры во времени не менялась. Геосинклинальные зоны геологического прошлого при таком подходе отражают зоны древней субдукции вещества. Последнее обеспечивало протекание и последующих процессов, в том числе складчатости и постскладчатого орогенеза. Они сопровождались растрескиванием коры и образованием разломов, генетически связанных с господствующими горизонтальными усилиями. Амплитуда горизонтальных подвижек по разломам для докайнозойского времени достаточно велика, что означает продолжительное действие однонаправленных, горизонтально ориентированных напряжений. После каледонского цикла тектогенеза для южного обрамления Сибирской платформы наступил период относительного покоя, который отражает и замедление процессов субдукции. Новая активизация в мезозойско-кайнозойский этап развития вызвана принципиальным изменением движения в астеносферном слое. Развитие восходящего потока привело к формированию рифтовой зоны (Зорин, 1971; Шерман, 1971).

Амплитуды подвижек определяются целым рядом обстоятельств. На них сказываются угловые взаимоотношения между вектором сил растяжения (сжатия) и простиранием разлома, длиной разлома, генетическим типом, общими размерами смещаемых блоков и тд. Особенно важен фактор длительности действия однонаправленных сил. Последнее обстоятельство сыграло решающую роль в известной ограниченности горизонтальных амплитуд у описанных крупных разрывов для собственно кайнозойского этапа развития. При этом смена знаков движения в ряде случаев на противоположные сгладили картину, затрудняющую на современном эрозионном срезе установление истинной амплитуды смещений.

Такое понимание процессов и механизма образования разломов объясняет изменение во времени генетической природы одних и тех же дизъюнктивных структур и динамику их развития. Становится понятной не только природа постоянно действующих горизонтально ориентированных напряжений сжатия и растяжения, но и результат их действия — мозаично-блоковая структура коры, наблюдаемая в южном обрамлении Сибирской платформы.

**ЛИТЕРАТУРА**

Ажгирей Г.Д. 1960. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. ‒ ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 8.

Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс JI. 1974. Сей­смология и новая глобальная тектони­ка. ‒ В кн.: Новая глобальная тектоника. Пер. англ. М., ’’Мир”.

Александров В.К. 1969. Шарьяжные струк­туры восточного борта Ангаро-Лен­ского прогиба. — В кн.: Совещание по проблеме ’’Прогибы”. Тезисы докла­дов. Л.

Александров В.К. 1971. Тектонические по­кровы Байкальского хребта в бассейне Улькана. — В кн.: Материалы по геоло­гии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.

Амантов В.А. 1972. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. - Автореф. докт. дисс. Л.

Амантов В.А., Котляр Г.В., Попеко Л.И. 1966. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Мон­голии. — ”Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР”, 11, вып. 4.

Арсентьев В.П. 1967. Останцы тектониче­ских покровов в Тункинских альпах (Восточный Саян). — ”ДАН СССР”, 177, № 3.

Архангельский А.Д. 1932. К вопросу о по­кровной тектонике Урала. — ”Бюлл. МОИП, отд. геол.”, 10, № 1.

Бандалетов С.М. 1961. Геология Коджанчадской группы медных месторождений (Центральный Казахстан). Алма-Ата, Изд- во АН КазССР.

Берзин Н.А. 1967. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., ’’Наука”.

Берзин Н.А., Клитин К.А. 1961. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Удэ. - ’’Геол. и геофиз.”, № 7.

Беспалов В.Ф. 1971. Геологическое строе­ние Казахской ССР. Алма-Ата, ’’Наука”.

Билибин Ю.А. 1955. Металлогенические про­винции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат.

Борукаев Р.А. 1955. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Ка­захстана (Сары-Арка). М., Госгеолтех­издат.

Булина Л.В. 1964. О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки. - "Геол. и геофиз.”, № 2.

Ващилов Ю.Я. 1966. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках. - В кн.: Геофизические исследования. Сб. 2. М.; Изд-во МГУ.

Войтович B.C. 1963. История развития Джун­гарского глубинного разлома. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 6.

Волхонин B.C., Степанов П.П. 1969. Совре­менная структура и глубинное строение земной коры по геофизическим данным. - ”Сов. геол.”, № 5.

Воронов П.С. 1968. Очерки о закономерно­стях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., ’’Наука”.

Гавриш В.К. 1969. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев, ’’Наукова думка”.

Галицкий В.В. 1940. Урало-Тяньшаньская зона сдвигов. - ”Сов. геол.”, № 9.

Галицкий В.В. 1967. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). — ’’Труды Ин-та геол. наук АН КазССР”, 19.

Глубинные разломы Забайкалья. 1970. — ”Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР”, 6, вып. 1. Чита. Авт.: Богомолов Н.С., Барабашев Г.В., Гладков В.Г., Мастюлин Л.А., Менакер Г.Н., Огородников В.Д., Сизиков В.И., Фомин И.Н.

Геологическая карта Казахской ССР и при­легающих территорий союзных республик. 1965. М-б 1 : 1 500 000. Под ред. Беспало­ва В.Ф., Боровикова Л.И., Еремина В.К., Есенова М.Е., Яншина А.Л. Л.-М., Изд-во Мин-ва геол. СССР.

Геологическое строение Монгольской Народ­ной Республики (Стратиграфия и тектоника). 1959. Л., Гостоптехиздат. Авт.: Васильев В.Г., Волхонин B.C., Гришин Г.Л., Иванов А.Х., Маринов Н.А., Мокшанцев К. Б.

Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела. 1960. — ’’Труды ВСЕГЕИ”, новая серия, 32. Авт.: Алек­сандрова М.И., Борсук Б.И., Перекалина Т.В., Яговкин В.М.

Геология СССР, т. XX, 1972. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 1 и 2. М., ’’Недра”.

Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. 1963. — В кн.: Разломы и горизонтальные движе­ния земной коры. ’’Труды ГИН АН СССР”, вып. 80. М. Авт.: Буртман B.C., Лукья­нов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.

Гладков В.Г. 1965. Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне Оловянинского надвига (Восточное Забай­калье) . - ’’Геотектоника”, № 5.

Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. 1972. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской плат­формы и ее обрамления (по данным моделирования) . - В кн.: Тектоника Си­бири, т. 5. М., ’’Наука”.

Горжевский Д.И. 1965. О металлогеническом значении глубинных разломов. — ’’Геол. сб. Львовск. геол. об-ва”, № 9.

Горжевский Д.И., Лазько Е.М. 1961. Монголо-Охотский глубинный разлом. - ”ДАН СССР”, 137, №5.

Горожанкин В.Т., Ерхов В.Ф. 1970. Кинемати­ческая схема разрывных нарушений южно­го обрамления Сибирской платформы. - ”ДАН СССР”, 193, № 4.

Данилович В.Н. 1949. Новые данные об ангар­ском надвиге. — ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 4.

Данилович В.Н. 1961. Метод поясов в иссле­довании трещиноватости, связанной с раз­рывными смещениями. Иркутск.

Данкевич И.В., Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. 1969. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., ’’Наука”.

Дуранте М.В. 1971. Палеоботаническое обо­снование стратиграфии верхнего палеозоя Монголии. - Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.

Емельянов Е.Л., Перфильев В.В. 1969. Мор­фологические особенности Урикско-Хайтинской зоны глубинного разлома (Во­сточный Саян). — ”Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР”, 5, вып. 2.

Ерхов В.Ф. 1972. Тектоника Витимо-Ингодинского междуречья. Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. - ’’Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала”, вып. 13. М., ’’Недра”.

3аварицкий А.Н. 1941. Некоторые основные вопросы геологии Урала. - ”Изв. АН СССР”, серия геол., № 3.

3аика-Новацкий B.C., Цуканов В.А. 1966. Атансорская сдвиговая зона в Атансор-Аксуйском районе Северного Казахстана. - ”Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед.”, № 10.

Зайцев Н.С. 1960. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. - В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологиче­ского конгресса. Проблема 19. Каледонс­кая орогения. М., Изд-во АН СССР.

Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. 1971. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточно­го крыла Байконурского синклинория. - В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.

Звонцов B.C. 1971. Позднегеосинклинальные формации каледонид северо-востока Цент­рального Казахстана - В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, ’’Наука”.

Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинкли­налях и его приложение к Центрально- Азиатскому складчатому поясу. М., ’’Недра”.

Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С. 1971. О соотношении палеозойских и ме­зозойских структур Монголии. - ”Геотектоника”, № 4.

Зорин Ю.А. 1971. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифговой зоны и сопредельных территорий. М., ’’Нау­ка”.

Зубцов Е.И. 1956. Сгруктурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. - ’’Информ. сб. ВСЕГЕИ”, № 4.

Кабанов Ю.Ф. 1971. Проблемы тектоники во­сточной части Карагандинского бассейна. - В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.

Казанский В.И. 1972. Рудоносные тектониче­ские структуры активизированных обла­стей. М., ’’Недра”.

Камалетдинов М.А. 1962. О клиппенах на Среднем Урале. - ”ДАН СССР”, 146, № 5.

Камалетдинов М.А. 1965. К вопросу о по­кровной тектонике Урала в свете новых данных. - ’’Геотектоника”, № 1.

Камалетдинов М.А. 1971. Шарьяжи Уфимско­го амфитеатра. - Там же, № 5.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанце­ва Т.Т. 1970. Складчатые покровы запад­ного склона Южного Урала. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 4.

Камалетдинов М.А., Кудашев А.Ш. 1968. О новых надвигах на западном склоне Урала. — ’’Геотектоника”, № 2.

Карпинский А.П. 1919. Очерки геологиче­ского прошлого Европейской России. М.-Пг., ’’Природа”.

Карпова E.Д. 1973. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. - ’Труды ВСЕГЕИ”, новая серия, 191.

Каттерфельд Г.И. 1962. Лик Земли и его происхождение. М., Географгиз.

Кизевальтер Д.С., Муратов М.В. 1959. Тек­тоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казах­стан). — ”Бюлл. МОИП, отд. геол.”, 34, вып. 2.

Киселев В.В., Королев В.Г. 1964а. Беш-Таштерекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части северного Тянь-Шаня. - В кн.: Тектоника западных райо­нов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, ’’Илим”.

Киселев В.В., Королев В.Г. 1964б. Основные черты тектоники западной части Киргиз­ского хребта. - Там же.

Книнпер А.Л. 1963. Тектоника Байконурско­го синклинория (Центральный Казахстан) . - "Труды ГИН АН СССР”, вып. 90.

Кошкин В.Я. 1969. Центрально-Казахстан­ский сдвиг. - ’’Геотектоника”, № 1.

Кузнецов Е.А., Захаров Е.Е. 1926. К текто­нике восточного склона Урала. - ”Бюлл. МОИП, отд. геол.”, 4, вып. 1 -2.

Ламакин В.В. 1955. Обручевский сброс в Байкальской впадине. - В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Ламакин В.В. 1968. Неотектоника Байкаль­ской впадины. М., ’’Наука”.

Ласовский А.Г. 1958. К вопросу о важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — В кн.: Сборник материалов 3-й Научно-техниче­ской конференции Фрунзенского политехнического института. Фрунзе.

Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. 1969. О возрасте и последовательности формирования интру­зивных пород Краснотурьинского, Серовского и Ново-Лялинского районов. - В кн.: Труды Второго Уральского петро­графического совещания. Т. 3. Сверд­ловск.

Логачев Н.А. 1968. Осадочные и вулканоген­ные формации Байкальской рифтовой зо­ны. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука”.

Лукьянов А.В. 1961. Структура Аксоран-Акджальской зоны разломов в Центральном Казахстане. "Изв. АН СССР, серия геол.”, № 2.

Лукьянов А.В. 1965. Структурные проявле­ния горизонтальных движений земной коры. - "Труды ГИН АН СССР”, вып. 136.

Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. 1967. Экс­перименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. - ’’Геотек­тоника”, № 2.

Люстих Е.Н. 1962. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 1.

Ляцкий В.Б. 1966. Байкало-Енисейский'раз­лом. - "Сов. геол.”, № 6.

Мазарович О.А. 1953. О структуре палеозой­ских и до кембрийских отложений Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей Казахской ССР. — В кн.: Памяти проф. А.Н. Мазаровича. М., Изв. МОИП.

Мазарович О.А. 1961. Сарысуйский глубин­ный шов (о сочленении Сарысу-Тенизского поднятия и Атасуйского антиклинория в Центральном Казахстане). - ’’Веста. МГУ, серия 4, геол.”, № 6.

Мазарович О.А. 1963. Геологическое строе­ние северного обрамления Карагандинского бассейна. - Там же, № 3.

Маркова Н.Г. 1961. Стратиграфия и текто­ника палеозоя Бет-Пак-Далы. — "Труды ГИН АН СССР”, вып. 62.

Медоев Г.Ц. 1939. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна. - ’’Материалы по геологии и полез­ным ископаемым Казахстана”, вып. 8.

Метаморфические комплексы и пояса Урала. 1971. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., ’’Наука”. Авт.: Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е.

Михайлов А.Е. 1959. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела. — ”Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв.”, № 12.

Миясиро А. 1974. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений текто­ники плит. - В кн.: Новая глобальная тек­тоника. Пер. с англ. М., ’’Мир”.

Молдаванцев Ю.Е. 1973. Ассоциации плутонитов и метаморфитов зоны Главного Ураль­ского глубинного разлома в связи с про­блемой формирования земной коры. - ’’Труды УНЦ АН СССР”. Свердловск.

Моуди Дж., Хилл М.Дж. 1960. Сдвиговая тек­тоника. - В кн.: Вопросы современной за­рубежной тектоники. Пер. с англ. М., ИЛ.

Мусатов Д.И. 1963. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складча­тых областей юга Красноярского края. - В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Нагибина М.С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. - ’’Труды ГИН АН СССР”, вып. 79.

Нагибина М.С. 1970. Типы мезозойских струк­тур Монголии и закономерности их разви­тия. - ’’Геотектоника”, № 6.

Наливкин В.Д. 1950. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано- Сылвенской депрессии. Л., Гостоптехиздат.

Наумов В.А. 1973. Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья. — "Геотектоника”, № 1.

Нейман-Пермякова О.Ф. 1940. К вопросу о силурийских и девонских отложениях западного склона Среднего Урала. — ’’Труды и материалы Свердл. горн. ин-та”, № 5.

Нейман-Пермякова О.Ф., Пермяков В.В. 1930. К геологии Чердынского Урала. - ”Зап. Всеросс. мин. об-ва”, 59, вып. 2.

Николаев В.А. 1933. О важнейшей структур­ной линии Тянь-Шаня. - Там же, 62, вып.2.

Николаев Н.И. 1959. О природе и морфо­логическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома Каратау). - ”Сов. геол.”, № 7.

Океаны и геосинклинальный процесс. 1971. — ”ДАН СССР”, 1%, № 3. Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.

Основные черты тектоники Монголии. 1968. - В кн.: Доклады советских геоло­гов на XXII сессии Международного гео­логического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., ’’Наука”, Авт.: Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Хасин В.Н., Хурц Ч.

Очиров Ц.О. 1969. Складчатые и разрывные дислокации и формирование тектонических структур Забайкалья. - В кн.: Геоло­гия и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ.

Парфенов Л.М. 1967. Основные черты докембрийской структуры Восточного Сая­на. М., ’’Наука”.

Палеозойская история Урала. 1974. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск. Авт.: Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Ферштатер Г.Б.

Пейве А.В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 5.

Пейве А.В. 1956. Главнейшие типы глубин­ных разломов. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 1, № 3.

Пейве А.В. 1960. Разломы и их роль в строе­нии и развитии земной коры. - В кн.: Доклады советских геологов на XXI сес­сии Международного геологического конг­ресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР.

Пейве А.В. 1961. Тектоника и магматизм. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 3.

Пейве А.В. 1967. Разломы и тектонические движения. — ’’Геотектоника”, № 5.

Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геоло­гического прошлого. - Там же, № 4.

Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Там же, № 3.

Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1972. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Меж­дународного геологического конгресса. Проблема 3. Тектоника. М., ’’Наука”.

Плюснин К.П. 1962а. О роли разрывных на­рушений в структуре Магнитогор­ского синклинория. — ”ДАН АН СССР”, 143, № 5.

Плюснин К.П. 19626. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклинория. - ”Бюлл. МОИП, отд. геол.”, 37, № 3.

Плюснин К.П. 1963а. О субвулканических интрузиях Магнитогорского синклинория в связи с закономерностями развития сдвиговой тектоники. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического сове­щания. Т. 2. Свердловск.

Плюснин К.П. 19636. Тектоническое райони­рование Среднего и Южного Урала. — ”ДАН СССР”, 152, №5.

Плюснин К.П. 1966. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала. - ’’Гео­тектоника”, № 4.

Плюснин К.П. 1969. Шарьяжи западного склона Северного, Среднего Урала, их возраст и структурное положение. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 4.

Плюснин К.П. 1971. Методика изучения тек­тонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, Изд-во Пермск. ун-та.

Попов Ю.П. 1967. Надвиговые покровы Северо-Западного Прибайкалья. - ”ДАН СССР”, 174, №4.

Постоленко Г.А. 1964. Древние денудацион­ные и аккумулятивные уровни Юго-Восточного Забайкалья. — В кн.: Поверх­ности выравнивания. М., ’’Наука”.

Пучков В.Н. 1974. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Серия преринитов. - ’’Науч. докл.”, вып. 9. Сыктывкар.

Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. - ’’Труды ГИН АН СССР”, вып. 80.

Руженцев С.В. 1971. Особенности структу­ры и механизм образования современных покровов. - ’’Труды ГИН АН СССР”, вып. 223.

Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. 1972. Новые данные о надвигах в ЮЗ части Байкальской рифтовой зоны. — ДАН СССР”, 203, № 4.

Русаков М.П. 1930. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. - ”Изв. Глав, геол.- развед. упр.”, 49, № 2.

Русаков М.П., Ваганов М.И., Яговкин И.С. 1933. Успенско-Спасский район в северо- восточном Казахстане и его минераль­ные ресурсы. - ’’Труды Всесоюзн. геол.- развед. объединения”, вып. 236.

Савинский К.А. 1972. Глубинное строение Сибирской платформы по геофизическим данным. М., ’’Недра”.

Салоп М.И. 1967. Геология Байкальской гор­ной области. Т. 2. М., ’’Недра”.

Самыгин С.Г. 1974. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. - ’’Труды ГИН АН СССР’, вып. 253.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. 1968. М., ’’Наука”.

Сизых В.И. 1966. Разрывные тектонические нарушения Западного Забайкалья. - ”Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР”, 2, вып. 2.

Стовас М.В. 1963. Некоторые вопросы тектогенеза. - В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Геолтехиздат.

Структура вулканизма и алмазоносность Ир­кутского амфитеатра. 1962. - ’’Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР”, вып. 4. Авт.: Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М., Илюхина А.В., Колесникова Т.В., Конев А.

Структурное положение гипербазитов на за­падном склоне Южного Урала. - Пробле­мы теоретической и региональной текто­ники. 1971. ’’Наука”. Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспе­лов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.

Суворов А.И. 1961. Успенская зойа Централь­ного Казахстана и ее некоторые аналоги. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 8.

Суворов А.И. 1962. К характеристике Актаоской зоны разломов в Центральном Казахстане. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 3.

Суворов А.И. 1963. Спасская зона Централь­ного Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники. — ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 9.

Суворов А.И. 1968. Закономерности строе­ния и формирования глубинных разло­мов. - "Труды ГИН АН СССР”, вып. 179.

Суворов А.И. 1969. Горизонтальные движе­ния и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахста­на). - ”Сов. геол.”, № 7.

Суворов А.И. 1971. Новые данные о строе­нии Джалаир-Найманской зоны (Централь­ный Казахстан). —’’ДАН СССР”, 196, № 3.

Суворов А.И. 1973а. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., ’’Недра”.

Суворов А.И. 1973б. Новые данные о строе­ния Тектурмасской зоны (Централь­ный Казахстан). - ”ДАН СССР”, 213, № 3.,

Суворов А.И. 1973в. О соотношении основ­ных сегментов земной коры в Центральном Казахстане. - ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 5.

Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1965. О текто­ническом сближении фаций по крупным надвигам. — ”Изв. АН СССР, серия геол.”, № 5.

Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1966. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан) . — ”ДАН СССР”, 168, № 3.

Суворов А.И, Самыгин С.Г. 1969. О сочле­нении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане. — ’’Геотектоника”, № 2.

Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. 1973. Ново­сибирск, "Наука”. Авт.: Шерман С.И., Мед­ведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шлютов А.П.

Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. 1974. — Труды Совместной Советско-Монгольской научн.-исслед. геол. экспед. АН СССР И АН МНР, вып. 9. Авт.: Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Моссаковский А.А. и др.

Тихонов В.И. 1974. Разломы. - В кн.: Текто­ника Монгольской Народной Республики. (Труды Совместной Советско-Монголь­ской научн.-исслед. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 9). М., "Наука”.

Уилсон Дж. 1974. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу. — В кн.: Новая глобальная тектоника. Пер. с англ. М., ’’Мир”.

Флоренсов Н.А. 1954. О роли разломов и про­гибов в структуре впадин байкальского типа. - В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР.

Флоренсов Н.А. 1960. Мезозойские и кайно­зойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.

Флоренсов Н.А. 1968. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука".

Фогельман Н.А. 1965. Типы глубинных раз­ломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва”, № 9.

Фредерикс Г.Н. 1927. Вопросы тектоники Урала. - "Вести. Геол. ком”, № 4.

Хаин В.Е. 1963. Глубинные разломы: основ­ные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (истори­ческий обзор). — "Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв.”, № 3.

Хренов П.М. 1971. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сиби­ри). - В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., "Наука”.

Хренов П.М. 1972. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юга Восточной Сибири. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., ’’Наука”.

Хренов П.М., Шерман С.И. 1968. Ротация Земли и сетка разрывов юга Восточной Сибири. — В кн.: Шестое совещение по проблемам планетологии, вып. 1. Те­зисы докладов. Л., Изд. Геогр. об-ва СССР.

Цыпуков Ю.П. 1962. Следы позднейшей тек­тоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини. (Северо-Западное Прибай­калье). - ’’Материалы по геологии и по­лезным ископаемым Иркутской обл.”, вып. 4 (31). Иркутск.

Шерман С.И. 1966. О новом типе карт тек­тонической трещиноватости. - "Геотек­тоника”, № 3.

Шерман С.И. 1967. Генетические типы раз­рывов Западного Прибайкалья и острова Ольхой и некоторые тектонофизические условия их образования. - В кн.: Материа­лы к геологической конференции, посвя­щенной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ.

Шерман С.И. 1969. Картирование разрывных смещений на рудных полях по изменению интенсивности трещиноватости. - В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., ’’Наука”.

Шерман С.И. 1971. Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны. - ”Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. об-ва СССР”, 68.

Шлыгин Е.Д. 1932. Надвиги в Кокчетавском районе. — ”Изв. Глав, геол.-развед. упр.”, №8.

Яковлев Д.И. 1941. Голодная степь Казах­стана. М., Изд-во АН СССР.

1. \* Соавторы П.М. Хренов, В.К. Александров и др. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 30–42. [↑](#footnote-ref-1)