

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А.П.КАРПИНСКОГО»

На правах рукописи



МОСКАЛЕНКО АРТЕМ НИКОЛАЕВИЧ

**«Реконструкция параметров напряженно-деформированного
состояния по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д на примере юго-
восточной части Нюрольской впадины (Западная Сибирь) и
северного склона Байкитской антеклизы (Восточная Сибирь)»**

специальность 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика»

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор А. К. Худолей

Москва
2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОПИСАНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА	8
1.1. Исходные данные	11
1.2. Подготовка базы данных векторов перемещения	13
1.2.1. Определение следа осевой поверхности	14
1.2.2. Определение кинематических характеристик разлома.....	17
1.2.3. Критерии контроля достоверности выделяемых векторов перемещения.....	22
1.3. Создание базы данных с характеристиками разломов и векторов перемещения	23
1.4. Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния	26
1.4.1. Метод квазиглавных напряжений.....	26
1.4.2. Метод катакластического анализа	30
2. ПРИМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА НА АРЧИНСКОМ ОБЪЕКТЕ	40
2.1. Структурно-геологическая позиция	40
2.2. Стратиграфия юрских отложений Ньюрольской впадины	42
2.3. Результаты обработки структурных данных	46
2.3.1. Кинематические характеристики разрывных нарушений	46
2.3.2. Ориентировка осей главных напряжений и форма стресс-эллипсоида	60
2.4. Геодинамическая интерпретация полученных результатов.....	63
2.5. Выводы.....	68
3. ПРИМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА НА КУЮМБИНСКОМ ОБЪЕКТЕ	70
3.1. Структурно-геологическая позиция	70
3.2. Стратиграфия отложений рифейского комплекса Байкитской антеклизы	79
3.3. Результаты обработки структурных данных	83
3.3.1. Кинематические характеристики разрывных нарушений	83
3.3.2. Ориентировка осей главных напряжений и форма стресс-эллипсоида	94
3.4. Геодинамическая интерпретация полученных результатов.....	96
3.5. Предварительная оценка интенсивности трещиноватости карбонатных пород	100
3.5.1. Исходные данные	101
3.5.2. Анализ дилатации и максимального скольжения	102
3.5.3. Построение карты расчётной интенсивности трещиноватости доломитов.....	105
3.6. Выводы.....	110
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	112
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	114
Приложение А. Результаты расчета параметров напряженного состояния на Арчинском объекте методом квазиглавных напряжений в программе «FaultKin»	121
Приложение Б. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния на Арчинском объекте методом катакластического анализа в программе «StressGeol».....	129
Приложение В. Результаты расчета параметров напряженного состояния на Куюмбинском объекте методом квазиглавных напряжений в программе «FaultKin».....	132
Приложение Г. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния на Куюмбинском объекте методом катакластического анализа в программе «StressGeol»	138

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния является важным аспектом при изучении геологических объектов, построении геодинамических моделей исследуемых регионов, а также моделей трещиноватых коллекторов жидких углеводородов, характеризующихся низкой проницаемостью горных пород (Сим, 1979; Gartrell, Lisk, 2005; Morris, Ferrill, 2009; Ребецкий и др., 2013; Сим и др., 2014; Gharbi et al., 2014; Hashimoto et al., 2014; Маринин, Сим, 2015; Lash et al., 2009; Xu et al., 2016; Ferrill et al., 2017 и др.). На сегодняшний день существует большое число методов реконструкции параметров напряженного состояния по структурно-геологическим данным на дневной поверхности, данным о механизмах очагов землетрясений, а также геофизическим данным при изучении скважин (Becker, 1893; Anderson, 1905; Гзовский, 1956; Балакина, 1962; Гущенко, 1973; Гзовский, 1975; Николаев, 1977; Angelier, Mechler, 1977; Engelder, 1980; Расцветаев, 1982; Парфенов, 1981, 1984; Шерман, Днепровский 1989; Уемура, Мицутани, 1990; Сим, 1991; Ребецкий, 1997, 2007; Zoback, 2010; Allmendinger et al., 2012; Rebetsky, 2016 и др.). Однако, существует относительно небольшое количество исследований, посвященных нетрадиционным методам изучения напряженного состояния земной коры по косвенным данным (Сим, 1996; Gartrell, Lisk, 2005), что наиболее актуально для геологических объектов, располагающихся в сейсмически малоактивных зонах и/или характеризующихся отсутствием природных обнажений на поверхности, а также отсутствием возможности проведения дорогостоящих буровых работ для дальнейших геофизических исследований скважин.

В настоящей работе представлен структурно-геологический подход определения тектонического индикатора напряженного состояния, выделенного при анализе сейсмических данных МОВ ОГТ ЗД. Данный подход основан на анализе структурных карт поверхностей сейсмических горизонтов и приуроченных к ним поверхностей разрывных нарушений, где искомым индикатором тектонического напряжения выступает вектор перемещения по разлому, имеющий количественные характеристики (Москаленко и др., 2015, 2017). Объектом исследования послужили юго-восточная часть Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты (Арчинский объект) и северный склон Байкитской антеклизы Сибирской платформы (Куюмбинский объект), характеризующиеся различными геодинамическими обстановками. Проведенные

исследования содержат новые результаты о разломной тектонике и параметрах напряженно-деформированного состояния исследуемых регионов.

Цель и задачи работы. Целью настоящей работы является разработка подхода выделения нового тектонического индикатора напряжений – вектора перемещения по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д, для последующего определения кинематических характеристик разломов и реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния на Арчинском и Куюмбинском объектах.

Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи:

1. разработать алгоритм выделения вектора перемещения по разрывному нарушению при анализе структурных карт поверхностей сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д;
2. разработать критерии контроля достоверности выделяемых векторов перемещения;
3. собрать и проанализировать опубликованную литературу по геологическому строению и тектонической эволюции Арчинского и Куюмбинского объектов;
4. провести анализ кинематических характеристик разрывных нарушений, выделяемых на структурных картах сейсмических горизонтов, реконструкцию параметров напряженно-деформированного состояния с последующим выделением этапов деформаций, а также обобщить полученные данные и построить модели геодинамической эволюции Арчинского и Куюмбинского объектов;
5. выделить перспективную область для проведения дальнейших буровых работ и поиска трещиноватых коллекторов нефти на Куюмбинском объекте.

Научная новизна. На основе результатов анализа кинематических характеристик разрывных нарушений и реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния разработанным подходом (1) предложена модель тектонической эволюции Нюрольской впадины с выделением рифтогенеза в раннем–среднем триасе и позднем триасе–ранней юре, сдвиговых деформаций в ранней–средней юре, неотектонических и современных сдвиговых деформаций; (2) установлено наличие двух этапов сдвиговых деформаций в ходе предвендской складчатости Байкитской антеклизы Сибирской платформы, а также получен новый фактический материал о разломной тектонике

исследуемого региона и (3) выделена перспективная область для проведения буровых работ и поиска трещиноватых коллекторов нефти на Куюмбинском объекте.

Теоретическое и практическое значение. Результаты проведенной работы показали реальную возможность использования нового тектонического индикатора напряжения, выделенного при анализе сейсмических данных МОВ ОГТ 3Д, для получения информации о кинематике разломов и параметрах напряженно-деформированного состояния на основании изучения только геометрии поверхностей сейсмических горизонтов и приуроченных к ним поверхностей разрывных нарушений, не требуя дополнительного проведения буровых работ на исследуемом объекте. Более того, полученные данные о параметрах напряженно-деформированного состояния служат для прогноза трещиноватых коллекторов жидких углеводородов, характеризующихся низкой проницаемостью горных пород. Данный подход возможно применять на других геологических объектах, где изучение параметров напряженно-деформированного состояния является затруднительным на сегодняшний день.

Основные защищаемые положения:

1. На юго-востоке Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты выделяется три этапа деформаций, первые два в мезозое: более древний, сбросовый, характеризующийся субширотной ориентировкой оси девиаторного растяжения и более молодой, сдвиговой, при субширотной ориентировке оси максимального сжатия; а также третий, сдвиговой неотектонический и современный этап деформаций, характеризующийся субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия;
2. На северном склоне Байкитской антеклизы Сибирской платформы выделяется два этапа сдвиговых деформаций в ходе предвендской складчатости: первый, характеризующийся субмеридиональной осью максимального сжатия и второй, при субширотной ориентировке оси максимального сжатия;
3. Вектор перемещения, определенный при анализе структурных карт поверхностей сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д и разрывных нарушений, приуроченных к ним, является индикатором тектонического напряжения для расчета параметров напряженно-деформированного состояния и анализа кинематических характеристик по аналогии с определением данных результатов по зеркалам и бороздам скольжения в природных обнажениях.

Фактический материал и личный вклад. Основным источником данных в настоящей работе служат структурные карты сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д и выделенные на них разрывные нарушения, которые были представлены ООО «Газпромнефть НТЦ». Лично автором были разработаны основные положения структурно-геологического подхода к выделению тектонического индикатора напряжения при анализе сейсмических данных МОВ ОГТ 3Д, проведены опробования подхода на двух геологических объектах, а также выполнена интерпретация результатов исследований.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации было опубликовано 11 работ, из них 2 в журналах, включенных в перечень научных изданий ВАК. Различные аспекты работы докладывались на: Всероссийской научно-практической молодежной конференции «Современные исследования в геологии» (СПбГУ), Санкт-Петербург, 2014, 2016; XLVI, XLVIII и XLIX Тектонических совещаний (МГУ), Москва, 2014, 2016, 2017; Четвертой молодежной тектонофизической школе-семинар (ИФЗ РАН), Москва, 2015; Четвертой тектонофизической конференции (ИФЗ РАН), Москва, 2016; рабочей встрече с сотрудниками центра эволюции и геодинамики Земли (CEED), Норвегия, 2016; Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, 2017; ежегодном собрании Геологического сообщества Америки (GSA), США, 2017.

Структура и объем работы. Диссертационная работа содержит 139 страниц печатного текста, состоит из введения, 3 глав, заключения, списка литературы и 4 приложений. В работе содержится 16 внутритекстовых таблиц, 48 рисунков. Список литературы включает 121 названий (из них 82 на русском, 39 – на английском языке).

Благодарности. Автор искренне выражает благодарность своему научному руководителю, заведующему кафедрой региональной геологии ИНоЗ СПбГУ д.г.-м.н. профессору *Андрею Константиновичу Худолею* за предоставление ключевой идеи данного подхода, помощь в интерпретации результатов и неоценимую поддержку на протяжении всего хода работы над диссертацией; огромную благодарность автор выражает д.физ.-мат.н. *Юрию Леонидовичу Ребецкому*, д.г.-м.н. *Лидии Андреевне Сим*, к.г.-м.н. *Антону Витальевичу Маринину* (ИФЗ РАН), профессору *Ричарду Альмендингеру* (Richard Allmendinger, Cornell University) и профессору *Нестору Кардозо*

(Nestor Cardozo, UIS) за ценные советы по улучшению работы и обсуждение основных концепций реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния; к.г.-м.н. *Дмитрию Викторовичу Алексееву* (ГИН РАН) за поддержку и ценные дискуссии о геодинамической интерпретации полученных результатов; д.г.-м.н. *Юрию Абрамовичу Воложу* (ГИН РАН) за конструктивную критику и обсуждение основных положений разрабатываемого подхода; к.г.-м.н. *Александру Васильевичу Буторину, Рустаму Рафаиловичу Хуснитдинову и Елене Николаевне Главновой* (ООО «ГАЗПРОМНЕФТЬ НТЦ») за предоставленные сейсмические данные и их совместное обсуждение; *Сергею Петровичу Нилову* (СПбГУ) за поддержку и совместное обсуждение начальных этапов работы; к.г.-м.н. *Виктории Бэртовне Ершовой* (СПбГУ) за поддержку и помощь в поиске необходимых материалов; *Артему Григорьевичу Коннову, Дмитрию Константиновичу Перлову и Роману Васильевичу Червякову* (ФГБУ «ВСЕГЕИ») за ценные дискуссии по улучшению работы и холодную критику; автор выражает глубокую благодарность *Павлу Ивановичу Машкову* за безграничный интерес к работе и неоценимую поддержку.

1. ОПИСАНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА

Изучение параметров напряженно-деформированного состояния является важной задачей при палеотектонических реконструкциях и построении модели эволюции региона (Gartrell, Lisk, 2005; Лунина и др., 2006; Сычев, Куликова, 2012; Ребецкий и др., 2013; Сим и др., 2014; Gharbi et al., 2014; Hashimoto et al., 2014; Вержбицкий и др., 2015; Маринин, Сим, 2015; Khair et al., 2015; Lash et al., 2009; Xu et al., 2016; Ferrill et al., 2017 и др.). В то же время, следует отметить, что результаты реконструкций напряженно-деформированного состояния нередко применяют при построении моделей трещиноватых коллекторов жидких углеводородов, приуроченных, в частности, к трансензионным областям, которые характеризуются повышенной дилатационной дезинтегрированностью среды (Сим, 1979; Morris, Ferrill, 2009). Структурно-геологические методы реконструкции параметров напряженного состояния базируются на принципах перехода от структурно-кинематических данных о разрывных нарушениях и трещинах к параметрам искомым тензоров (Ребецкий, 2002, 2007). В настоящее время существует большое число традиционных методов оценки параметров напряженного состояния при изучении полевых геологических данных, механизмов очагов землетрясений, а также геофизических данных по скважинам. Полевые методы реконструкции параметров напряженного состояния основываются на выделении сколовых сопряженных трещин, систем трещин с зеркалами и бороздами скольжения, трещинах отрыва или их комбинации с привлечением данных по другим малым структурным формам (Becker, 1893; Anderson, 1905; Гзовский, 1956; Гущенко, 1973; Николаев, 1977; Angelier, Mechler, 1977; Engelder, 1980; Расцветаев, 1982; Парфенов, 1981, 1984; Angelier, 1984; Шерман, Днепровский 1989; Уемура, Мицутани, 1990; Marret, Allmendinger, 1990; Сим, 1991; Ребецкий, 1997; Гладков, Лунина, 2004; Allmendinger et al., 2012). Реконструкция современных полей напряжений определяется методами, при которых за ориентацию осей главных напряжений принимаются оси сжатия и растяжения отдельных механизмов очагов землетрясений или совокупности таких осей (Балакина, 1962; Балакина и др., 1972; Zoback, 1989, 1992; обзор методов представлен в работе Ребецкий, 2007; Rebetsky, 2016). При геофизических методах изучения скважин для определения величин и/или направлений главных напряжений используются, к примеру, данные по разрыву скважин (borehole breakout) или гидроразрыву (hydraulic fracturing), а также геофизические методы изучения скважин с

применением электрических и акустических микросканеров, которые позволяют наиболее эффективно изучить микротрещиноватость горных пород (van der Pluijm, Marshak, 2004; Zoback et al., 1985; Zoback, 2010).

Однако, существует относительно небольшое количество исследований, посвященных и нетрадиционным методам изучения напряженного состояния земной коры по косвенным данным, что наиболее актуально для территорий, располагающихся в сейсмически малоактивных зонах и/или характеризующихся отсутствием природных обнажений на поверхности, а также отсутствием возможности проведения дорогостоящих буровых работ для дальнейших геофизических исследований скважин. К числу таких методов относится, прежде всего, структурно-геоморфологический метод реконструкции неотектонических и современных полей напряжений при дешифрировании топографических карт, который был разработан Л.А. Сим (Сим, 1996). Применение данного метода направлено в основном на изучение платформенных областей, где индикаторами тектонического напряжения служат оперяющие разрывы в зоне сдвига и на сегодняшний день имеется множество работ, посвященных использованию данного метода (Сим, 1982, 1996, 2000; Сим и др., 2005). В то же время, к данной группе исследований стоит отнести метод, предложенный Э. Гартреллом и М. Лиском, который позволяет оценивать напряженное состояние по смещениям, фиксируемых на поверхности сейсмических горизонтов посредством восстановления доразломного положения сейсмических границ относительно друг друга (Gartrell, Lisk, 2005). В настоящей работе представлен структурно-геологический подход определения индикатора напряженного состояния, также выделенного при анализе сейсмических данных МОВ ОГТ 3Д, однако искомым индикатором тектонического напряжения выступает вектор перемещения по разрывному нарушению, имеющий количественные характеристики (Москаленко и др., 2015, 2017). Необходимо отметить, что близкие подходы также предлагались в работах (Lisle, Walker, 2013; Morris et al., 2014), но в первой из них был зафиксирован только метод определения вектора перемещения без дальнейшей интерпретации, а во второй основное внимание было уделено изучению деформаций по амплитудам перемещения по разломам.

Основная идея предлагаемого подхода изображена на рисунке 1.1 и состоит в том, что выделяемые по сейсмическим данным разлом и вектор перемещения рассматриваются

как поверхность разрывного нарушения и борозда скольжения с определенным направлением перемещения, то есть как те структуры, ориентировка которых используется для расчета ориентации осей главных напряжений (Парфенов, 1981, 1984; Гзовский, 1975; Шерман, Днепровский, 1989; Ребецкий 1997, 2007 и др.).

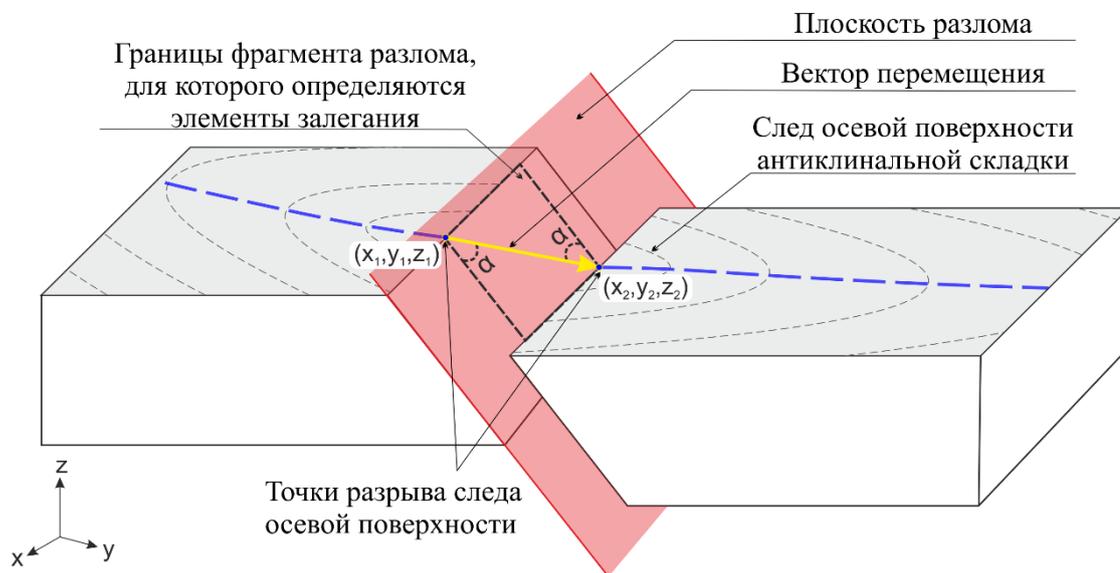


Рисунок 1.1. Схема определения вектора перемещения по разрывному нарушению. Угол α – угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома, его величина определяет соотношение между сбросо-взбросовой и сдвиговой компонентами перемещения. Описание в тексте.

Согласно данному подходу, на структурной карте отражающего горизонта выбирается характерная структурная форма (положительная – антиклинальная или отрицательная – синклиналиная), распознаваемая как в висячем, так и лежащем крыльях разлома. Для выбранной структуры на карте отрисовывается след ее осевой поверхности, который прерывается при пересечении этой структуры разломом. Для точек разрыва следа осевой поверхности определяются координаты, а вектор, соединяющий разорванные фрагменты структуры, будет являться вектором перемещения. Средствами доступного программного обеспечения определяются элементы залегания фрагмента разлома, в пределах которого находится сам вектор перемещения, что в итоге полностью определяет как кинематические характеристики разрывного нарушения, так и амплитуду перемещения по нему (см. рис. 1.1). В этом случае соответствующий фрагмент разлома и расположенный на нем вектор перемещения могут рассматриваться как аналоги зеркал и борозд скольжения на поверхностях разрывных нарушений и служить индикатором тектонического напряжения для дальнейшей реконструкции параметров напряженного состояния уже

разработанными методами (Парфенов, 1981, 1984; Ребецкий, 1997, 2007 и др.), имеющие широкое применение в структурной геологии.

Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния при анализе структурных карт сейсмических горизонтов и разрывных нарушений, приуроченных к ним, сводится к следующим четырем этапам: (1) отбор структурных карт сейсмических горизонтов для дальнейших структурно-геологических реконструкций; (2) определение кинематических характеристик разрывных нарушений по результатам анализа структурных карт сейсмических горизонтов; (3) создание базы данных с характеристиками разломов и векторов перемещения для последующей (4) реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния.

1.1. Исходные данные

Основным источником данных для расчета параметров напряженно-деформированного состояния служат структурные карты сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д в глубинном масштабе и приуроченные к ним поверхности разрывных нарушений. Сейсмические данные предоставлены ООО «ГАЗПРОМНЕФТЬ НТЦ». В настоящей работе используются сейсмические данные МОВ ОГТ 3Д для Арчинского объекта (Западно-Сибирская плита) и Куюмбинского объекта (Сибирская платформа), характеризующиеся различными геодинамическими обстановками, в которых доминируют сбросо-сдвиговые и взбросо-сдвиговые перемещения соответственно. На примере палеозойско-мезозойского разреза Арчинского объекта идентификация разрывных нарушений и векторов перемещения производилась по сейсмическим горизонтам (снизу вверх по разрезу) M_1 , J_{15} , J_{14} и U_{10} , когда для рифейского комплекса Куюмбинского объекта были отобраны горизонты (снизу вверх по разрезу) R_4 , R_3 и R_2 . Подробное описание геологии исследуемых регионов и привязка сейсмических горизонтов к стратиграфической шкале приведены в главах 2 и 3. Данные горизонты пересекаются разломами с отчетливо определяемыми кинематическими характеристиками при анализе складчатых структур, что необходимо для дальнейшей реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния. Вертикальная разрешающая способность сейсмических данных отвечает качеству данных для проведения дальнейших работ и имеет возможную погрешность 5-10 метров для Арчинского объекта и 25-30 метров для Куюмбинского объекта. Горизонтальная

разрешающая способность составляет 15-20 метров и 50-60 метров соответственно. Важно отметить, что от качества интерпретации сейсмических данных зависит и качество полученных результатов расчета параметров напряженно-деформированного состояния. В настоящей работе автор ставит перед собой структурно-геологические задачи при работе с сейсмическими данными МОВ ОГТ 3Д, переинтерпретация исходного материала не проводилась.

Применение данного структурно-геологического подхода определения индикатора тектонического напряжения при анализе структурных карт сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д допустимо только в том случае, когда формирование разрывных нарушений следует после процессов складкообразования на исследуемой территории (рис. 1.2а), только тогда вектор перемещения будет корректно отображать кинематику разлома и их возможно рассматривать как борозду скольжения и трещину скалывания с определенным направлением перемещения для расчетов параметров поля напряжения (Гзовский, 1975; Шерман, Днепровский, 1989 и др.). Если же формирование разрывных нарушений предшествовало складкообразованию (рис. 1.2в), то в ходе складкообразования вектор перемещения будет искажен и его использование для расчета напряженного состояния на время формирования разрывного нарушения будет некорректным.

Для проверки исходных материалов МОВ ОГТ 3Д на соответствие вышеприведенному условию построены теоретические модели формирования разрывных нарушений и складкообразования (рис. 1.2.). Формирование складки с последующим формированием разлома со взбросовой компонентой перемещения в обстановке горизонтального сжатия представлено на рисунке 1.2а,б. На структурной карте, отвечающей этой модели формирования структуры, отчетливо видно, что структурные контуры срезаются разрывным нарушением и при этом форма разломов сохраняется неизменной и, как следствие, не подвержена складчатым деформациям. В то же время, на рисунке 1.2в,г представлена модель формирования структуры, где изначально происходил процесс разломообразования, а после в обстановке горизонтального сжатия сформировалась складчатая структура. Здесь структурные контуры ориентированы субпараллельно разрывному нарушению, которое подверглось процессу деформации.

Важно отметить, что для всех изучаемых карт сейсмических горизонтов (к примеру, рис. 1.6 – 1.12) соотношение складчатых и разрывных структур соответствует модели, представленной на рисунке 1.2. Таким образом, можно предполагать, что на Арчинском и Куюмбинском объектах изначально действовали процессы складкообразования, а после происходило формирование разрывных нарушений. Следовательно, использование данных по векторам перемещения вдоль разрывных нарушений для расчета параметров напряженно-деформированного состояния на исследуемых объектах является возможным.

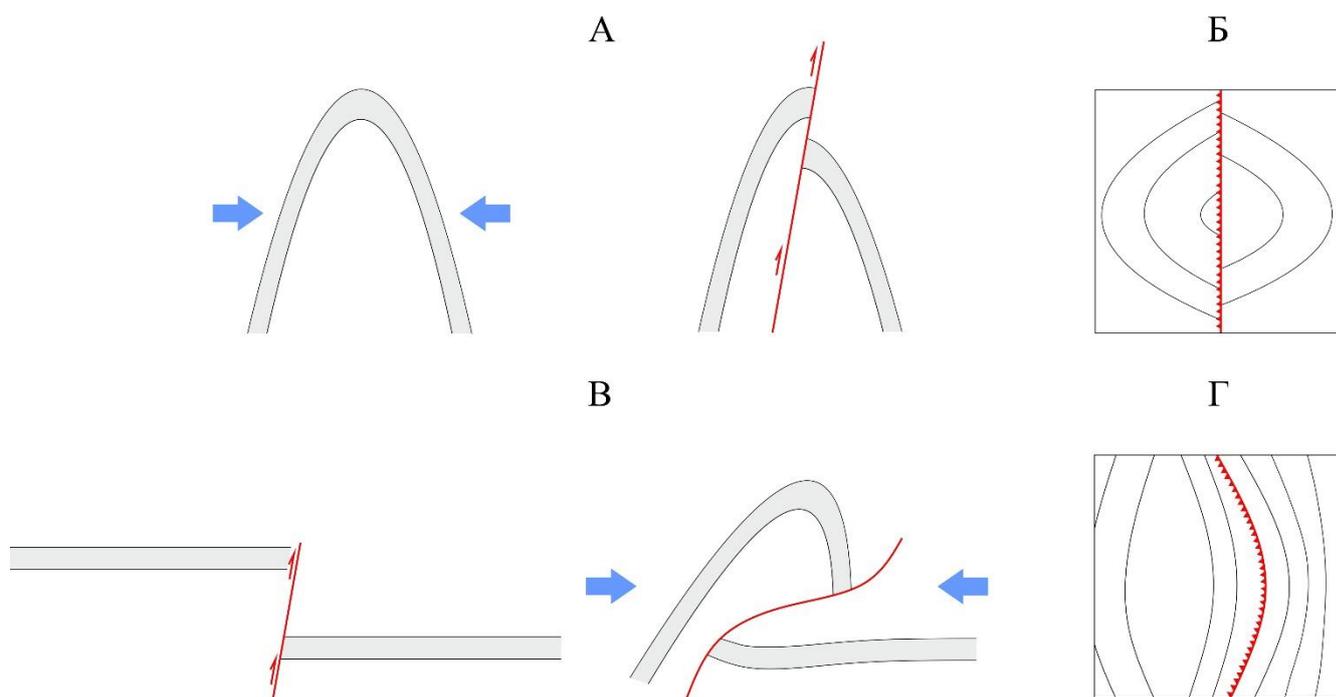


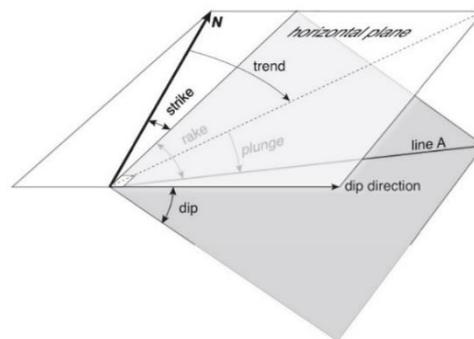
Рисунок 1.2. Теоретические модели последовательного складкообразования и формирования разрывного нарушения (А, Б), а также разломообразования и формирования складки (В, Г). На фрагменте структурной карты изолинии (структурные контуры) показаны черным цветом, разрывные нарушения красным. Описание в тексте.

1.2. Подготовка базы данных векторов перемещения

Идентификация векторов перемещения, которые выступают индикатором тектонического напряжения в настоящей работе, осуществляется в программном обеспечении Move 2017 (Midland Valley) и сводится к тому, что в первую очередь проводится интерпретация структурных карт сейсмических горизонтов на предмет нахождения следов осевых поверхностей синклиналильных или антиклиналильных складчатых структур, распознаваемых в висячем и лежащем крыльях разрывного нарушения. Далее по координатам точек разрыва отрисованного следа осевой

поверхности задается вектор перемещения в плоскости разлома для которого определяется его азимут погружения (trend), угол погружения (plunge) и угол наклона (rake), а также фиксируется азимут простираания (strike), азимут падения (dip direction) и угол падения (dip) плоскости разрывного нарушения, к которому приурочен искомый вектор перемещения (рис. 1.3). В то же время, определяется и угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (угол α), величина которого определяет соотношение между сбросо-взбросовой и сдвиговой компонентами перемещения (см. рис. 1.1).

Рисунок 1.3. Основные кинематические характеристики, отвечающие за ориентацию разрывного нарушения и вектора перемещения (line A) в пространстве, (Allmendinger et al., 2012).



1.2.1. Определение следа осевой поверхности

Приведенный подход определения векторов перемещения во многом субъективен, так как отрисовка следа осевой поверхности в некоторых случаях довольно неоднозначна. Чтобы повысить достоверность выделения следов осевых поверхностей, их отрисовка на картах поверхностей сейсмических горизонтов производится двумя способами: отрисовкой следа осевой поверхности (1) по карте структурных контуров, отвечающих перепаду высот и (2) по карте кривизны поверхности сейсмического горизонта. Первый метод отрисовки следа осевой поверхности подразумевает визуальный анализ морфологии сейсмических горизонтов и выделение схожих структур как в висячем, так и лежащем крыльях разрывного нарушения при построении карт изолиний перепада высот с различным шагом горизонталей (рис. 1.4). Так как во многих случаях складчатые структуры выделяются неотчетливо, то для получения более достоверной рисовки структуры, по смещению которой можно было бы определить вектор перемещения, шаг горизонталей уменьшался до минимально возможного, отвечая разрешающей способности сейсмических данных. Например, на рисунке 1.4 показан фрагмент структурной карты поверхности сейсмического горизонта M_1 , где фиксируется антиклинальная структура. При шаге горизонталей 5 метров (рис. 1.4в) отрисовка следа осевой поверхности является более достоверной, по сравнению с

отрисовкой при шаге горизонталей 25 метров (рис. 1.4б). В то же время, для более точного определения расположения точек разрыва следа осевой поверхности фрагменты поверхности сейсмического горизонта рассматривались под углом к горизонтальной плоскости с увеличением вертикального масштаба относительно горизонтального (рис. 1.4г). Необходимо отметить, что разломы на структурных картах сейсмических горизонтов в настоящей работе в основном отображены линиями черного цвета (рис. 1.4а), когда при работе с сейсмическими данными сбросы отвечают зияниям разрывных нарушений, а взбросы перекрытиям сейсмических горизонтов (рис. 1.4б,в). Данная условная интерпретация выполнена с целью упрощения отображения ориентировки разрывных нарушений и дальнейших результатов определения их кинематических характеристик.

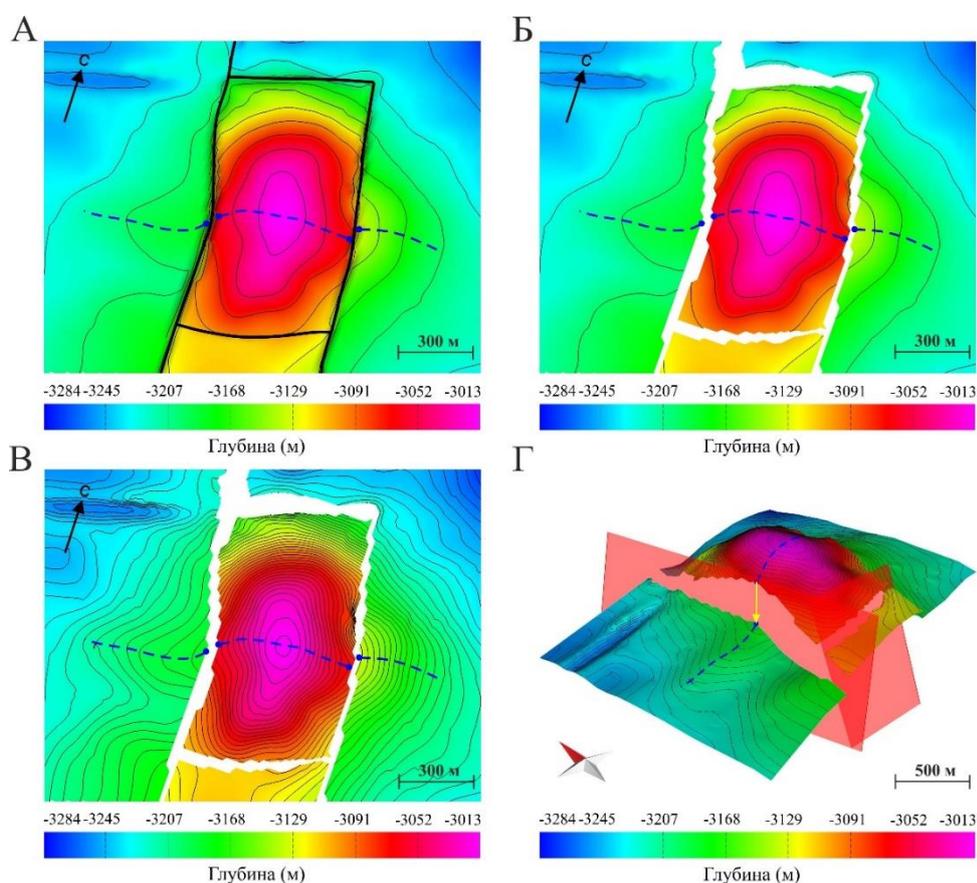


Рисунок 1.4. Определение следа осевой поверхности на примере антиклинальной структуры поверхности сейсмического горизонта M_1 (Арчинский объект). Пунктирная синяя линия отображает след осевой поверхности, синяя точка отвечает точке разрыва следа осевой поверхности. А – Разрывные нарушения показаны линиями черного цвета, шаг горизонталей равен 25 метров; Белые области отображают зияния разломов, шаг горизонталей 25 (Б) и 5 (В) метров; Г - вид под углом к поверхности фрагмента сейсмического горизонта, вертикальный масштаб превышен в 2 раза.

Второй метод определения базируется на математическом расчете коэффициента кривизны поверхности сейсмического горизонта в программе Move 2017, где значениям максимального коэффициента кривизны поверхности отвечает расположение следа осевой поверхности антиклинальной или синклиальной структуры. Например, на рисунке 1.5 показано сопоставление результатов отрисовки следа осевой поверхности антиклинальной структуры при анализе морфологии поверхности при построении карт изолиний с шагом горизонталей 25 метров (рис. 1.5а) и анализа кривизны поверхности сейсмического горизонта R_2 . Данный анализ позволяет рассчитать распределение ориентировок осевых плоскостей максимальных перегибов (рис. 1.5б) и величину кривизны поверхности сейсмического горизонта (рис. 1.5в). В целом, полученные результаты отрисовки следа осевой поверхности двумя различными способами коррелируются между собой (рис. 1.5г,д) и их совместное применение позволяет наиболее обосновано проводить следы осевых поверхностей складчатых структур при анализе структурных карт сейсмических горизонтов.

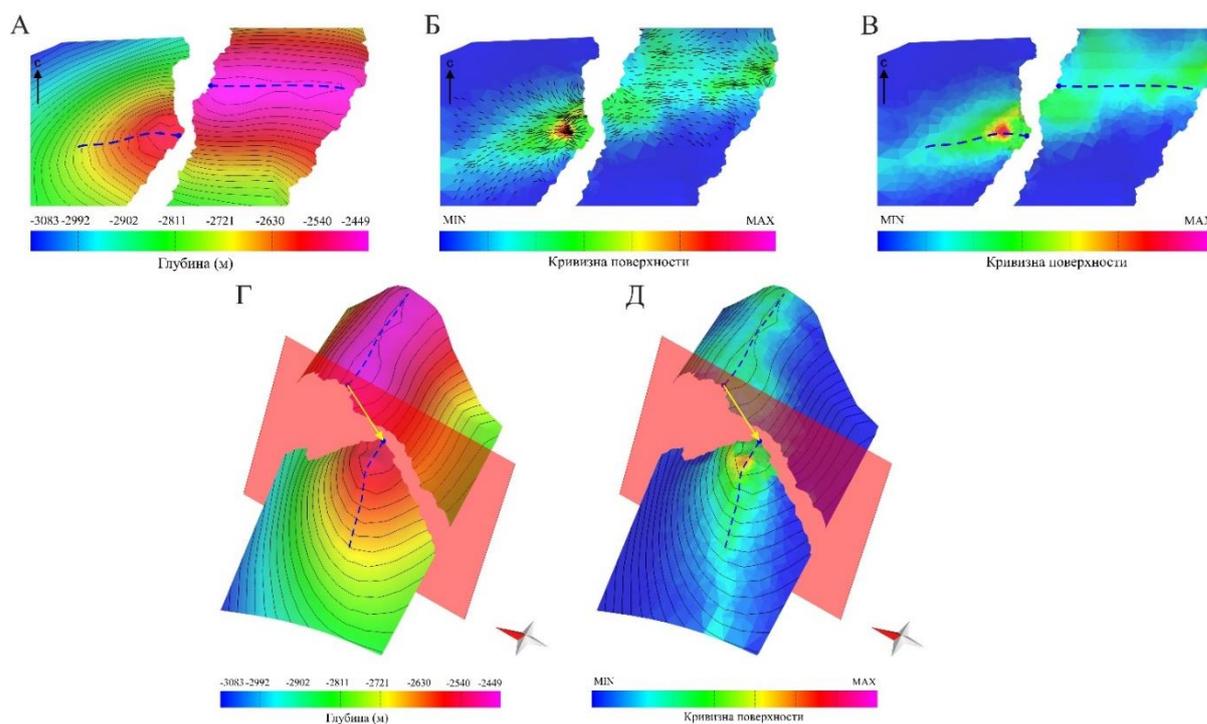


Рисунок 1.5. Отрисовка следа осевой поверхности на примере антиклинальной структуры поверхности сейсмического горизонта R_2 (Куюмбинский объект). Пунктирная синяя линия отображает след осевой поверхности, синяя точка отвечает точке разрыва следа осевой поверхности. А – анализ морфологии поверхности горизонта, шаг горизонталей равен 25 метров; Анализ кривизны поверхности с указанием (Б) распределения ориентировок осевых плоскостей максимальных перегибов (черные черточки) и (В) величины кривизны поверхности сейсмического горизонта с указанием горизонталей перепада высот (черные линии) с шагом 25 метров; Вид под углом к поверхности фрагмента сейсмического горизонта, вертикальный масштаб превышен в 4 раза, с указанием анализа морфологии (Г) и кривизны поверхности (Д) сейсмического горизонта.

1.2.2. Определение кинематических характеристик разлома

После выделения следов осевых поверхностей складчатых структур, по смещению которых возможно задать вектор перемещения в плоскости разлома, в программе Move 2017 производится анализ кинематических характеристик разрывных нарушений и отвечающих им векторов перемещения. Важно отметить, что при данном анализе возможно определить не только ориентацию разлома и вектора перемещения в пространстве (рис. 1.3), но и соотношение между сбросо-взбросовой и сдвиговой компонентами перемещения (угол α), а также амплитуду перемещения по разлому (полную, вертикальную и горизонтальную). Стоит учитывать, что, если угол α (см. рис. 1.1) менее 45° , то преобладает сбросовая (или взбросовая) компонента перемещения, если угол более 45° , то преобладает сдвиговая компонента. В качестве примера определения кинематических характеристик разломов и векторов перемещения выбраны фрагменты поверхностей сейсмических горизонтов Арчинского (рис. 1.6 –1.9) и Куюмбинского (рис. 1.10–1.12) объектов с различной кинематикой разрывных нарушений. Элементы залегания разрывных нарушений и кинематические характеристики приуроченных к ним векторов перемещения для указанных примеров приведены в таблице 1.1, данные по всем замерам приведены в главах 2 и 3. На рисунках 1.6, 1.7 показаны фрагменты сейсмических горизонтов M_1 и J_{15} , где антиклинальные структуры секутся разрывными нарушениями, представленные сбросами с левосдвиговой и правосдвиговой компонентами перемещения.

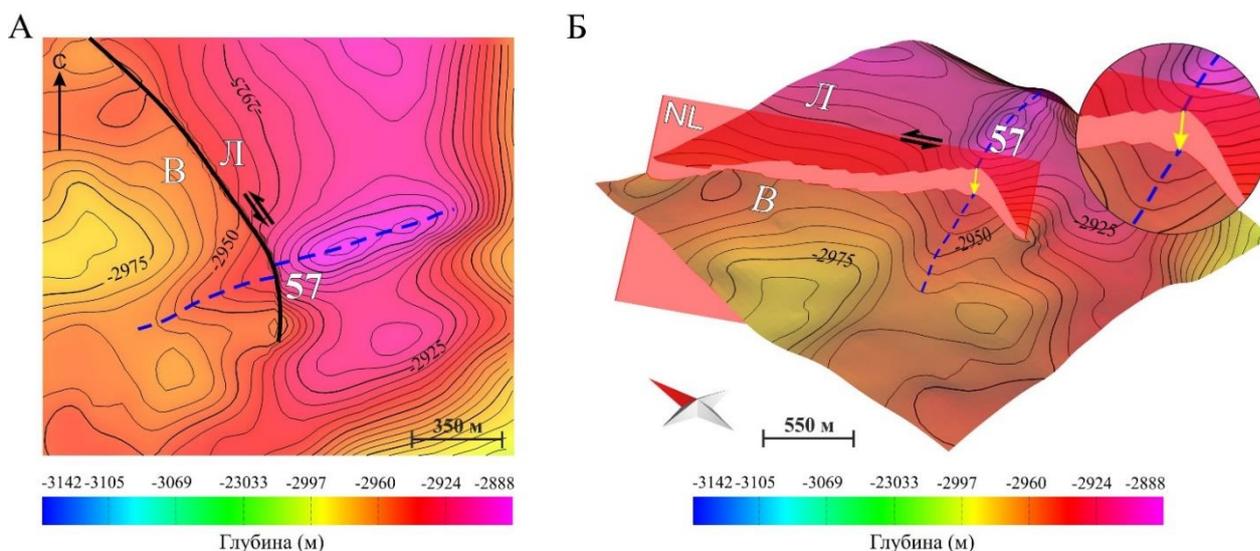


Рисунок 1.6. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта M_1 (Арчинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, NL – сброс с левосдвиговой компонентой, Л – лежащее крыло, В – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 5 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 3 раза.

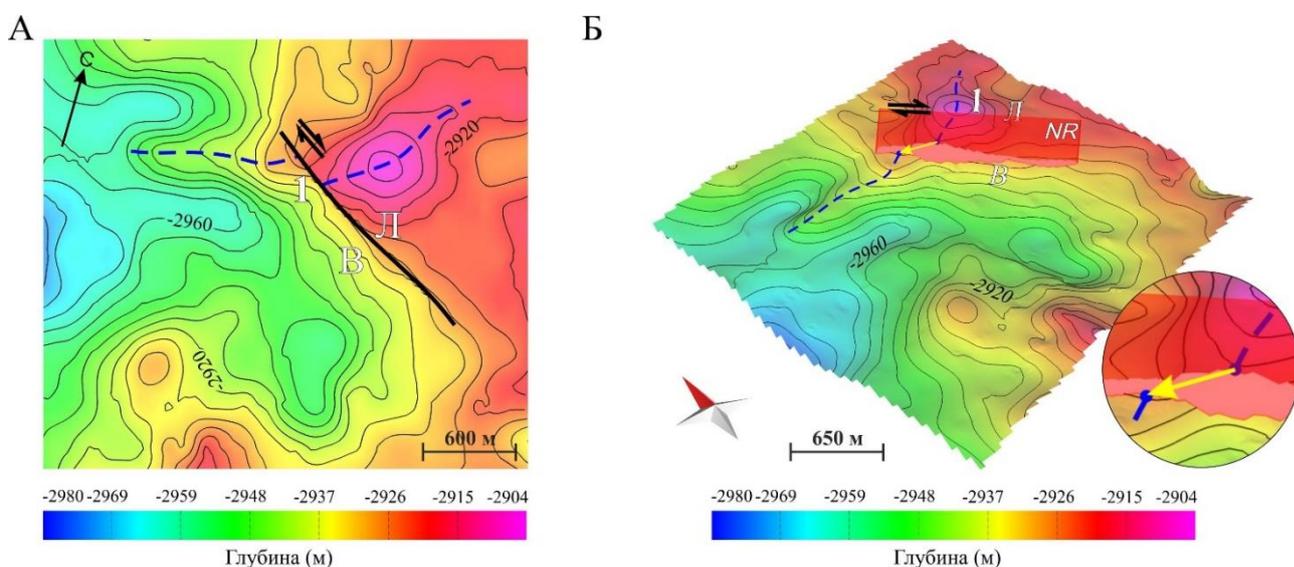


Рисунок 1.7. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта J_{15} (Арчинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, NR – сброс с правосдвиговой компонентой, Л – лежащее крыло, В – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 5 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 4 раза.

Анализ кинематических характеристик разрывного нарушения, выделяемого по смещению синклинали структуры на фрагменте сейсмического горизонта J_{14} представлен на рисунке 1.8.

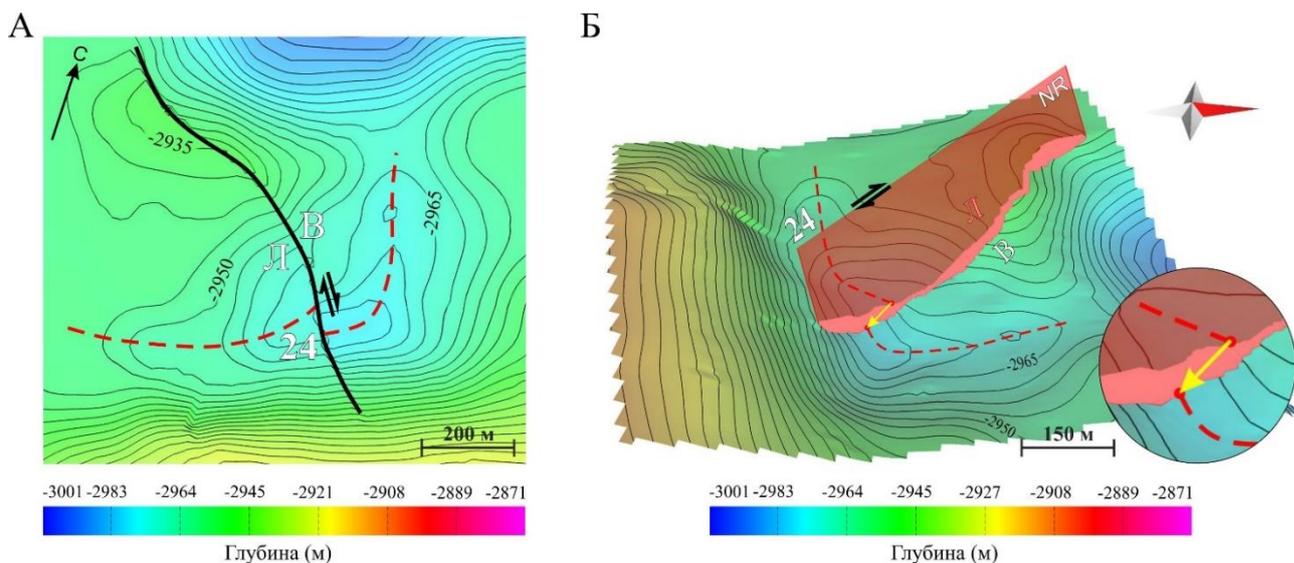


Рисунок 1.8. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта J_{14} (Арчинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, NR – сброс с праводвиговой компонентой, Л – лежащее крыло, В – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 5 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 7 раз.

На рисунке 1.9 показан пример выделения разрывного нарушения со сбросо-сдвиговой компонентой перемещения как по смещению синклинали, так и антиклинали структуры сейсмического горизонта U_{10} .

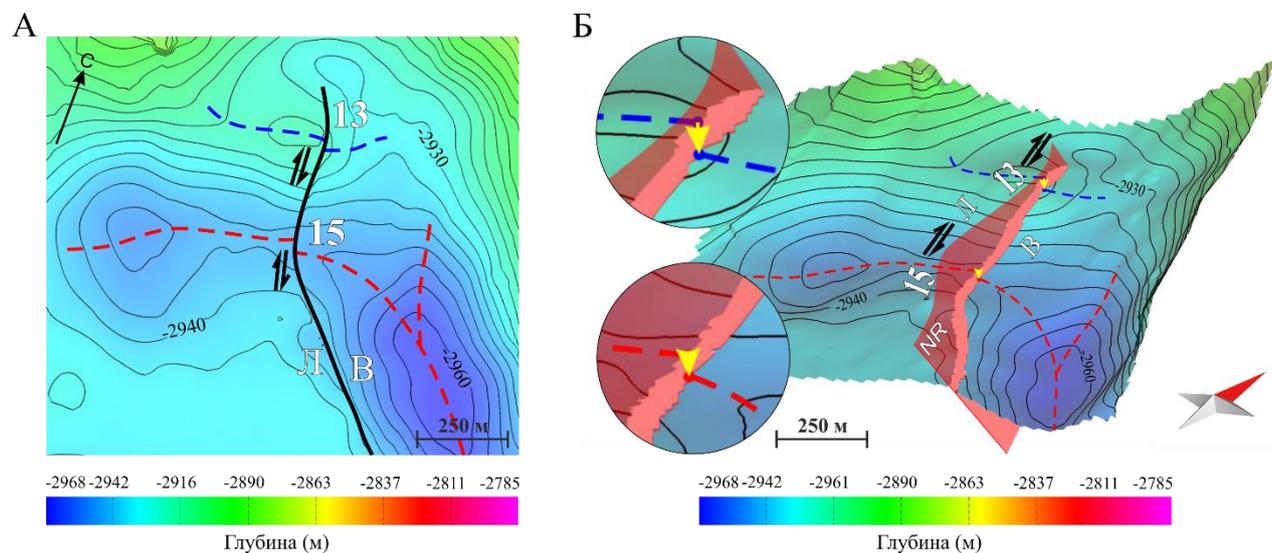


Рисунок 1.9. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта U_{10} (Арчинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, NR – сброс с праводвиговой компонентой, Л – лежащее крыло, В – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 5 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 7 раз.

На рисунке 1.10 представлен вектор перемещения, фиксирующий взбросовую кинематику разрывного нарушения с левосдвиговой компонентой перемещения на фрагменте сейсмического горизонта R₄.

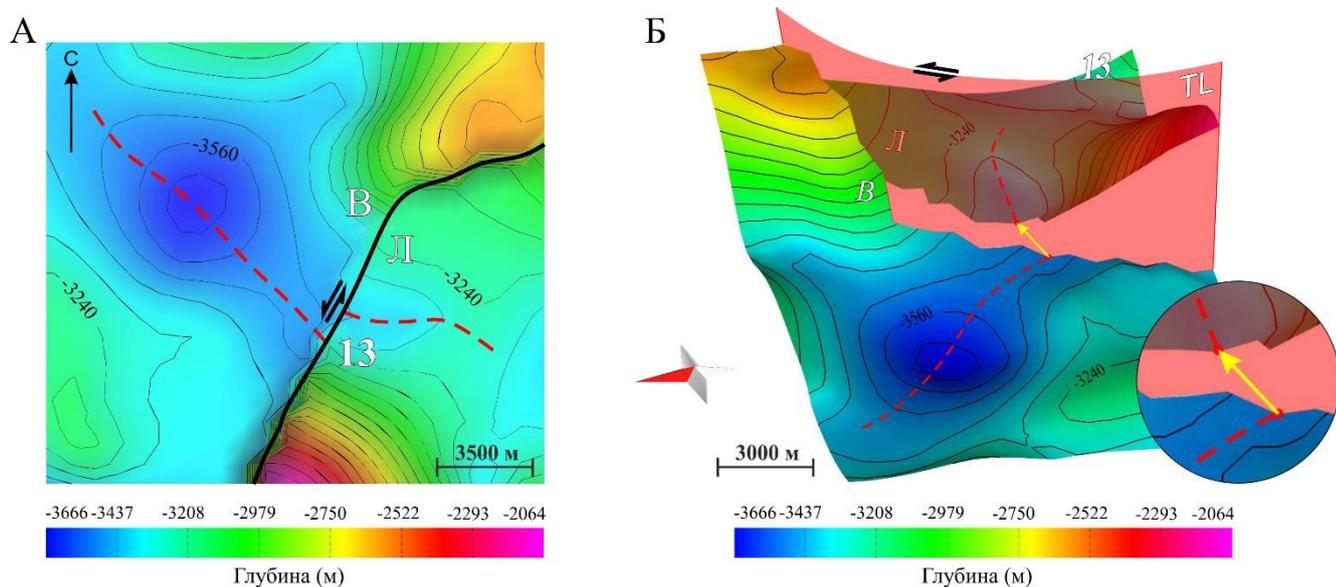


Рисунок 1.10. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта R₄ (Куюмбинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, TL - взброс с левосдвиговой компонентой, Л – лежащее крыло, В – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 80 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 3 раза.

Идентификация как взброса, так и сброса по смещению антиклинальной структуры фрагмента сейсмического горизонта R₃ приведена на рисунке 1.11. Азимут падения взброса с правосдвиговой компонентой перемещения ориентирован на запад, тогда как для сброса с левосдвиговой компонентой перемещения на восток, что отчетливо фиксируется положением висячих и лежащих блоков разрывных нарушений.

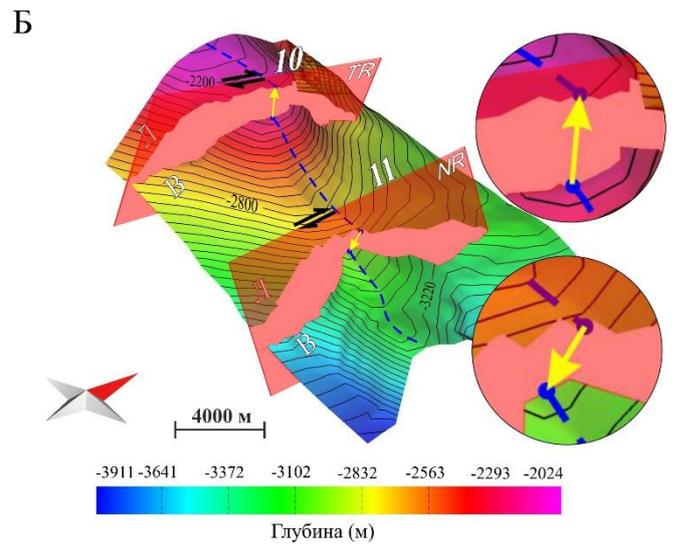
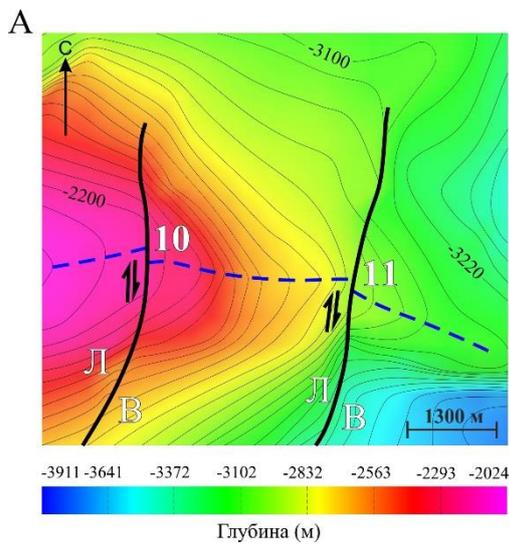


Рисунок 1.11. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта R_3 (Куюмбинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, TR – взброс с правосдвиговой компонентой, NR – сброс с правосдвиговой компонентой, $Л$ – лежащее крыло, $В$ – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 60 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 4 раза.

На рисунке 1.12 показана антиклинальная структура фрагмента сейсмического горизонта R_2 , которая разбита разломами как с запада, так и с востока. Разрывные нарушениями представлены сбросами с левосдвиговой компонентой перемещения. Вектор перемещения определяется по смещению следа осевой поверхности антиклинали, прослеживаемой по обе стороны каждого из разломов.

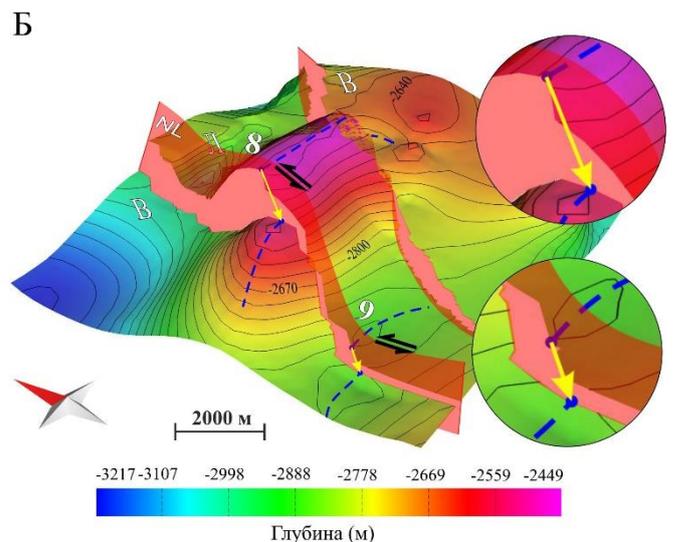
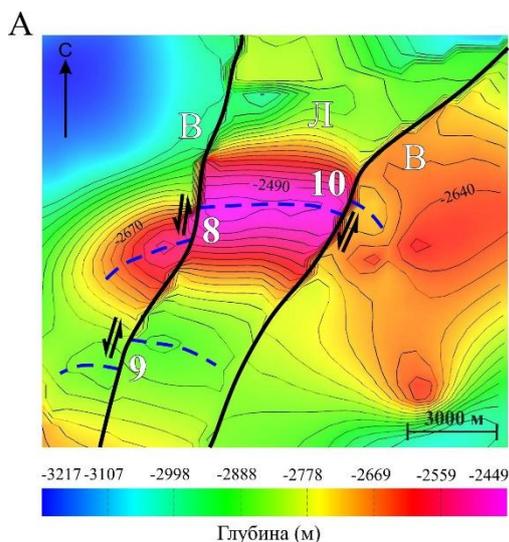


Рисунок 1.12. Определение вектора перемещения по поверхности сейсмического горизонта R_2 (Куюмбинский объект). Сплошной линией показано разрывное нарушение, пунктирной – след осевой поверхности, черные стрелки обозначают направление перемещения по простиранию, NL – сброс с левосдвиговой компонентой, $Л$ – лежащее крыло, $В$ – висячее крыло. Цифрой показан номер вектора перемещения, который соответствует номеру в табл. 1.1. А – вид в плане, шаг горизонталей равен 30 метров; Б - вид под углом к сейсмической поверхности, вертикальный масштаб превышен в 6 раз.

1.2.3. Критерии контроля достоверности выделяемых векторов перемещения

Прослеживание в висячем и лежащем крыльях разлома антиклинальных или синклинальных структурных форм нередко оказывается неоднозначным, даже при выделении следов осевых поверхностей складчатых структур различными методами (см. главу 1.2.1). Поэтому для дальнейшей реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния индикатором тектонического напряжения служат только те векторы перемещения, которые проходят контроль достоверности данных. В настоящей работе используются два основных критерия контроля достоверности выделяемых векторов перемещения. Первый основывается на том, что в пределах одного сегмента разлома не должно происходить частой смены его кинематических характеристик. В частности, исключаются из дальнейшего рассмотрения фрагменты разрывных нарушений, в пределах которых происходит незакономерное чередование правых и левых сдвигов. На рисунке 1.13 представлена модель, где прослеживается единое направление перемещения для одного сегмента разрывного нарушения, фиксируемое по диагностируемым векторам перемещения на сейсмическом горизонте. В случаях, когда как направление, так и амплитуда одного или нескольких векторов перемещения отличны от остальных, данные по ним не используются при дальнейших расчетах параметров напряженно-деформированного состояния.

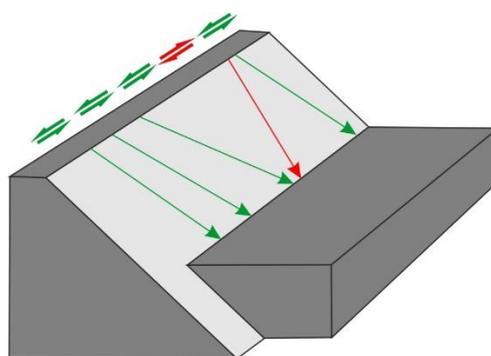


Рисунок 1.13. Первый критерий контроля достоверности выделяемых векторов перемещения. Зеленым цветом показаны замеры, прошедшие контроль достоверности данных, красным – отбракованные. Описание в тексте.

Второй критерий дополняет предыдущий и заключается в том, что для одного и того же сегмента разрывного нарушения на разных горизонтах должна наблюдаться сходная кинематика. Следовательно, исключаются из рассмотрения те вектора перемещения по которым для нижележащего горизонта фиксируется правый сдвиг, а по вышележащему горизонту левый сдвиг и т.д. Например, на рисунке 1.14 показан фрагмент разлома,

секущий единую складчатую структуру и кинематика которого характеризуется тремя векторами перемещения на каждом сейсмическом горизонте. Однако, для дальнейшего расчета параметров напряженно-деформированного состояния были выбраны только те замеры векторов перемещения, которые имеют общее направление смещения на каждом сейсмическом горизонте для выбранной структуры, характеризующиеся праводвиговой компонентой перемещения. В то же время учитывается, что при криволинейной форме разлома сдвиги в разные стороны могут возникать как отклик на надвиговые перемещения (van der Pluijm, Marshak, 2004).

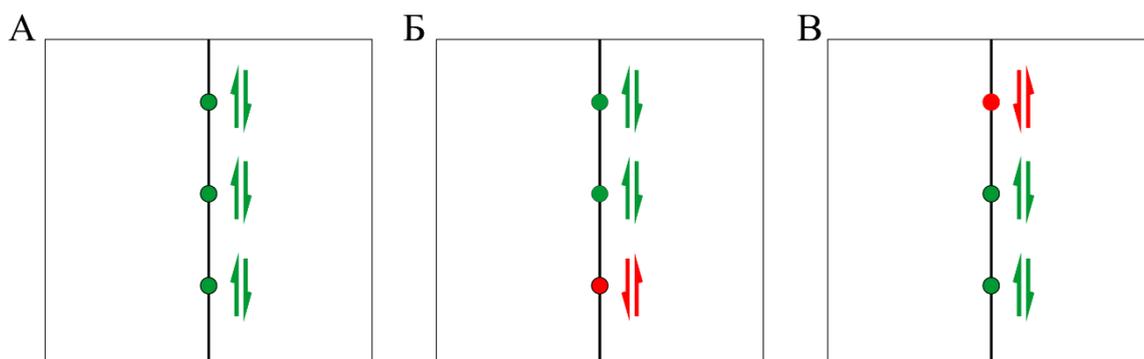


Рисунок 1.14. Вторым критерий контроля достоверности выделяемых векторов перемещения. Разлом на условных нижнем (А), среднем (Б) и верхнем (В) сейсмических горизонтах показан черной линией. Зеленым цветом показаны замеры – прошедшие контроль достоверности данных, красным – отбракованные. Описание в тексте.

1.3. Создание базы данных с характеристиками разломов и векторов перемещения

После отбраковки недостаточно надежных векторов перемещения данные о кинематических характеристиках разломов суммируются в итоговой базе данных, пример которой представлен в таблице 1.1, где отображаются следующие характеристики замеров, служащие для кинематического анализа разрывных нарушений и реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния:

- 1) номер замера на карте;
- 2) элементы залегания фрагмента разлома (азимуты падения и простирания разлома и угол его падения);
- 3) элементы залегания вектора перемещения (азимут, угол погружения и ориентировка вектора перемещения в плоскости разлома (rake));

- 4) угол α – угол, показывающий, насколько вектор перемещения отклоняется от направления падения разлома, т.е. указывает на величину сдвиговой компоненты;
- 5) тип перемещения (сброс с левосдвиговой компонентой перемещения, взброс и т.д.);
- 6) характеристика величины вектора перемещения (амплитуда полного перемещения).

Необходимо учитывать, что данные кинематические параметры используются при реконструкции параметров напряженного состояния по зеркалам и/или бороздам скольжения в методах квазиглавных напряжений (Парфенов, 1981, 1984) и катакластического анализа (Ребецкий, 1997, 2007). Таким образом, полученный массив данных по кинематике разрывных нарушений и приуроченных к ним векторов перемещения возможно использовать при реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния традиционными методами. В тех случаях, когда вектор перемещения отсутствует, разлом может рассматриваться как аналог трещины отрыва, но подобные ситуации наиболее неоднозначны и сложны для диагностики, и по этой причине для определения параметров напряженно-деформированного состояния использовались только данные по векторам перемещения.

Таблица 1.1

Пример базы данных с характеристиками разломов и векторов перемещения

Сейсмический горизонт	Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения				Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
		Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения	Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol			
M ₁	57	168	258	85	172	36	36	-36	54	NL	32
J ₁₅	1	128	218	79	307	3	177	-177	87	NR	260
J ₁₄	24	329	59	69	147	4	176	-176	86	NR	74
U ₁₀	13	338	68	68	153	12	167	-167	77	NR	74
	15	343	73	68	163	1	179	-179	79	NR	62
R ₄	13	70	160	53	243	9	168	12	78	TL	1588
R ₃	10	187	277	85	188	13	13	167	77	TR	350
	11	350	80	88	169	17	163	-163	73	NR	642
R ₂	8	192	282	72	194	5	5	-5	85	NL	1251
	9	186	276	72	186	3	3	-3	87	NL	864
	10	36	126	88	36	8	8	-8	82	NL	1729

Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1). TR – взброс с праводвиговой компонентой, TL – взброс с леводвиговой компонентой, NL – сброс с леводвиговой компонентой, NR – сброс с праводвиговой компонентой.

1.4. Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния

Для расчета параметров напряженно-деформированного состояния по данным о пространственной ориентировке разломов и векторов перемещения использовались алгоритмы расчета методов квазиглавных напряжений (Парфенов, 1981, 1984) и катакластического анализа (Ребецкий, 1997, 2007). Выбор данных методов определяется тем, что в них заложены алгоритмы определения параметров напряженного состояния по структурно-кинематическим данным сколовых трещин, традиционно определяемые по зеркалам и/или бороздам скольжения в отличие от методов (Николаев, 1977; Engelder, 1980; Сим, 1991; Gartrell, Lisk, 2005), где при расчете параметров напряженного состояния используются иные геологические индикаторы тектонического напряжения. В то же время, необходимо отметить, что методы квазиглавных напряжений и катакластического анализа на сегодняшний день реализованы в программном обеспечении, позволяя наиболее быстро и удобно производить расчет параметров напряженного состояния, работая с большим массивом данных. Необходимо учитывать, что реконструкция параметров напряженного состояния производится при анализе структурных карт сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д, располагающихся на определенной глубине. Следовательно, из-за действия массовых сил на глубине практически везде напряжения сжимающие и таким образом для осей главных напряжений используются следующие индексы и наименования: главные напряжения минимального сжатия или девиаторного растяжения (σ_1), промежуточные (σ_2) и главные напряжения максимального сжатия (σ_3). Необходимо отметить, что в методе квазиглавных напряжений производится расчет только ориентировки осей главных напряжений по структурно-кинематическим данным, тогда как в методе катакластического анализа рассчитывается также геодинамический тип напряженного состояния (I) и коэффициент Лоде-Надаи (μ_s), определяющий форму стресс-эллипсоида.

1.4.1. Метод квазиглавных напряжений

Метод квазиглавных напряжений основан на закономерностях разрушения трещиноватых пород и критериях прочности по наибольшим касательным напряжениям (Парфенов, 1984; Шерман, Днепровский, 1989; Ребецкий, 1997, 2007). Для расчета ориентировки осей главных напряжений используется совокупность сколовых трещин

(однородная выборка трещин), которая характеризует квазиоднородное напряженное состояние.

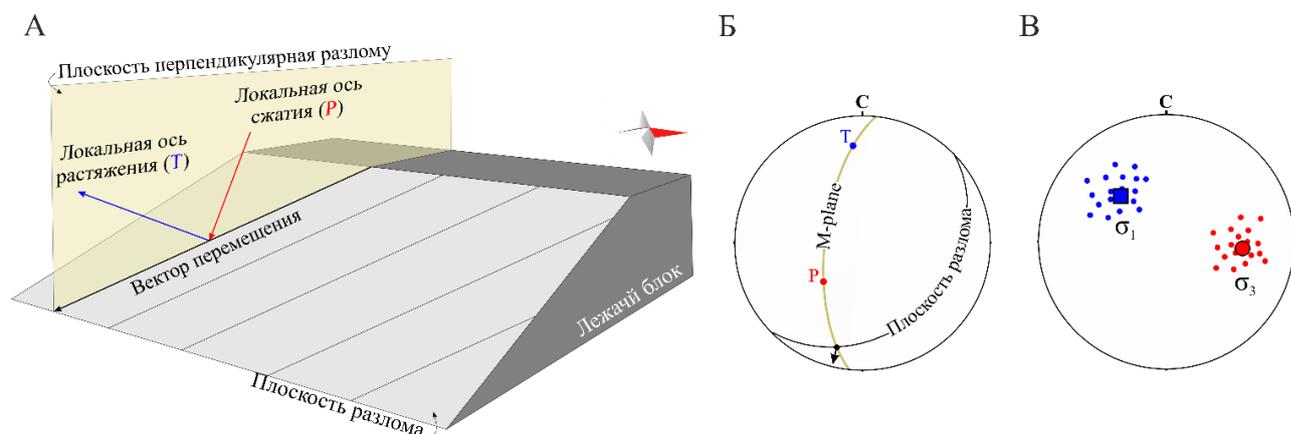


Рисунок 1.15. Схема соотношения локальных осей напряжений и вектора перемещения на поверхности разлома, принимаемая в качестве теоретической основы метода квазиглавных напряжений на примере теоретической модели (А) и нижней полусфере (Б). Черной стрелкой показано направление перемещения висячего блока, M-plane – плоскость перпендикулярная разлому. В - схема построения на нижней полусфере облаков точек выходов локальных осей растяжения и сжатия отдельных трещин, а также определения их центров в качестве осей главных напряжений.

Основная идея данного метода заключается в том, что каждому вектору перемещения, будь то борозда скольжения на трещине или задокументированное перемещение по крупному разлому, отвечает локальное напряженное состояние, в котором локальные оси растяжения (T-axis) и сжатия (P-axis) лежат в плоскости, проходящей через вектор перемещения перпендикулярно плоскости разлома, и ориентированы под углом 45° к вектору перемещения (рис. 1.15а,б). После того, когда эта информация собрана по всем доступным векторам перемещения, она обрабатывается методами статистики с получением среднестатистического положения ориентировок осей растяжения (σ_1) и максимального сжатия (σ_3), (рис. 1.15в). Важно отметить, что положение промежуточной оси (σ_2) частного скола строится как полюс плоскости σ_1, σ_3 . Достоинством данного метода является простота расчета ориентировок осей главных напряжений по структурно-кинематическим данным. Метод квазиглавных напряжений был разработан В.Д. Парфеновым (Парфенов, 1981, 1984), однако реализация метода в виде простой в использовании компьютерной программы «FaultKin» была предложена только группой Р. Альмендингера (Marrett, Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012). Угол наклона (rake) вектора перемещения для данной программы задается от направления простирания разрывного нарушения до искомого вектора перемещения в плоскости разлома и варьирует от 0° до 180° . В случае перемещения по падению

разрывного нарушения фиксируется его сбросовая компонента (NL – сброс с левосдвиговой компонентой, NR – сброс с правосдвиговой компонентой), по восстанию – взбросовая (TL – взброс с левосдвиговой компонентой, TR – взброс с правосдвиговой компонентой). В качестве примера использования программы «FaultKin» приведены результаты расчета ориентировок локальных осей девиаторного растяжения (T-axes) и сжатия (P-axes), а также осей главных напряжений для сейсмического горизонта U₁₀ Арчинского объекта (табл. 1.2, табл. 1.3 и рис. 1.16).

Таблица 1.2

Пример расчета ориентировок локальных осей напряжений, отвечающих векторам перемещения сейсмического горизонта U₁₀ в программе «FaultKin»

Номер замера на карте	Ориентировка локальной оси девиаторного растяжения (T-axis)		Ориентировка локальной оси сжатия (P-axis)	
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения
1	321	1	52	11
2	41	3	311	8
3	54	5	145	9
4	130	9	222	12
5	175	1	85	8
6	92	2	183	12
7	86	2	177	12
8	89	9	181	11
9	28	6	296	15
10	318	3	49	10
11	25	0	295	8
12	48	3	138	8
13	204	7	297	24
14	285	11	191	18
15	25	15	119	16

Таблица 1.3

Пример расчета ориентировок осей главных напряжений для сейсмического горизонта U₁₀ в программе «FaultKin»

Сейсмический горизонт	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)	
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения
U ₁₀	50	17	277	66	145	16

Слабым местом данного метода является предположение, что оси сжатия и растяжения всегда ориентированы под углом 45° к вектору перемещения. Это условие удовлетворительно выполняется только статистически, тогда как для частных замеров или при преобладании разломов со сходной ориентировкой может и не соблюдаться. Так, если по каким-либо причинам в зоне сдвига отчетливо диагностируется только одна система трещин (например, трещины Риделя или сопряженные трещины Риделя), то ошибка в определении ориентировки осей сжатия и растяжения может достигать $15\text{--}20^\circ$. По этой причине при расчетах, выполненных в программе «FaultKin», важную роль играет наличие как разнообразно ориентированных разрывных нарушений и векторов перемещения, так и значительной базы данных. В то же время, методом квазиглавных напряжений возможно произвести расчет ориентировок осей главных напряжений только для однородной выборки данных, так как разбиение единой популяции данных на подмножества, отвечающих различным генерациям напряженного состояния, методом не предусмотрено.

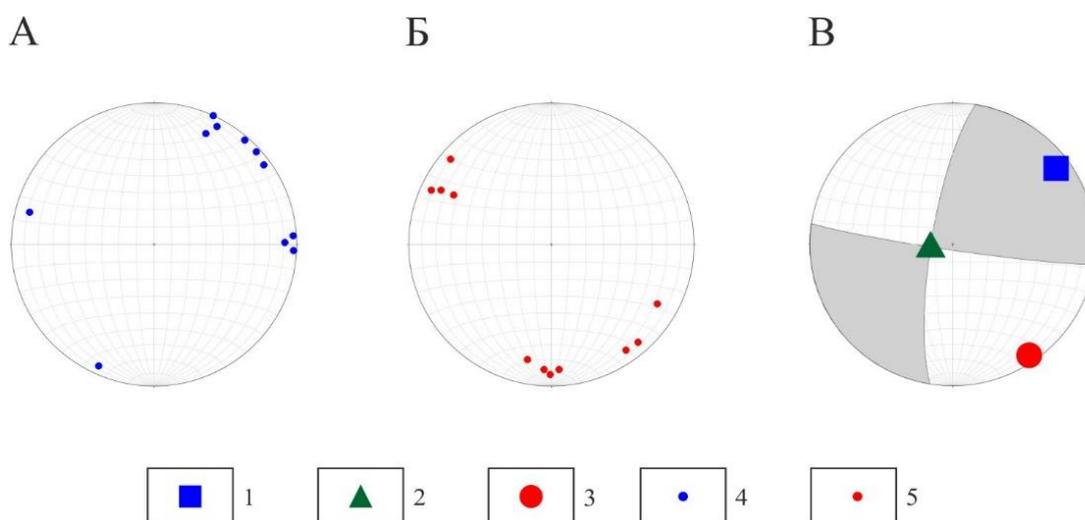


Рисунок 1.16. Результаты расчета параметров напряженного состояния для сейсмического горизонта U_{10} , рассчитанных в программе «FaultKin». А – распределение ориентировок локальных осей девиаторного растяжения (T -axes) и (Б) сжатия (P -axes). В – ориентировка осей главных напряжений. 1 – ось девиаторного растяжения (σ_1), 2 – промежуточная ось (σ_2), 3 – ось максимального сжатия (σ_3), 4 – ось локального девиаторного растяжения (T -axis), 5 – ось локального сжатия (P -axis). Белое поле на стереограммах – квадрант сжатия, серое – квадрант растяжения. Сетки Шмидта, проекция нижней полусферы.

1.4.2. Метод катакластического анализа

Метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) основывается на общих энергетических положениях современной теории пластичности, позволяя в едином режиме производить расчет как параметров тензора напряжений, так и тензора приращений квазипластических деформаций. Полученный тензор напряжений в каждом исследуемом объеме характеризует поле напряжений в заданной точке – локальное стресс-состояние, тогда как набор локальных стресс-состояний характеризует напряженно-деформированное состояние в целом. При этом важно отметить, что образование нового или активизацию ранее образовавшегося разрывного нарушения в исследуемом поле напряжений, можно рассматривать как микроакт (по времени) квазипластического деформирования, где суммарное множество микроактов формирует процесс квазипластического или катакластического течения массива горных пород (Ризниченко, 1965, 1977). Данный метод разработан Ю.Л. Ребецким (Ребецкий, 1997), тогда как детальное описание метода представлено в монографии (Ребецкий, 2007). Стоит отметить, что изначально метод разрабатывался для расчета современного поля напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений. Тем не менее, все основные положения метода катакластического анализа могут быть применены и к расчету параметров палеонапряжений по геологическим индикаторам, а именно по структурно-кинематическим данным сколовых трещин. В первую очередь, различие расчетов параметров напряженно-деформированного состояния по геологическим и сейсмологическим данным заключается в том, что по структурно-кинематическим данным разломов возможно определить их ориентацию в пространстве и направление перемещения по ним, когда для сейсмологических данных обе nodальные плоскости механизма очага могут равнозначно являться сейсмическим разрывом. Другое отличие связано с тем, что при работе с геологическими данными по сколовым трещинам не имеется возможности применить подход МКА, используемый при создании однородных выборок по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, при котором события начальной и однородной выборок ранжируются в соответствии с их расположением во временной шкале. Однако, в МКА реализован принцип разделения сколов на однородные выборки, который подчинен достижению максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз – этапов напряженного состояния, применительный к работе с геологическими данными.

Расчеты ведутся итерационным методом с выделением фаз (этапов) нагружения. Данный принцип заключается в том, что в рамках МКА подыскивается такое напряженное состояние, для которого каждый скол из выборки приводит к уменьшению упругой энергии (вектор перемещения и направление касательного напряжения на плоскости скола должны составлять острый угол), а на совокупности сколов из выборки достигается максимальный сброс упругой энергии. На основе этих положений механики осуществляется разбивка имеющейся базы данных по зеркалам скольжения на однородные выборки трещин сдвига, позволяя выделять несколько напряженных состояний из одной исходной популяции данных (формирование двух и более однородных выборок трещин). Следует отметить, что в результате может оставаться некоторое количество зеркал скольжения, не попавших в итоговые выборки. При работе с выделяемыми векторами перемещения при анализе структурных карт сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д, которые в настоящей работе выступают индикатором тектонического напряжения, имеющийся алгоритм разбивки единой базы данных на однородные выборки является крайне важным инструментом. Это связано с тем, что (1) при изучении складчатых структур по сейсмическим данным не имеется возможности выделить наложенные друг на друга вектора перемещения, отвечающие различным этапам эволюции напряженного состояния, а также (2) выделяемый вектор перемещения является единственным структурно-геологическим индикатором тектонического напряжения при работе с сейсмическими данными МОВ ОГТ 3Д (в отличие от работы с данными по зеркалам скольжения на дневной поверхности, где в пользу обоснования того или иного этапа деформаций могут выступать данные по трещинам отрыва, сопряженные трещины и т.д). Следует отметить, что получаемые в результате применения данного подхода МКА выборки векторов перемещения, отвечающих различным генерациям напряженно-деформированного состояния, отражают только объем выборки, но не последовательность их формирования. Для привязки геологических событий во времени необходимо привлечение результатов кинематического анализа разрывных нарушений, а также литературных данных по объекту исследования. Достоинством МКА является возможность расчета геодинамического типа напряженного состояния (I), а также коэффициента Лодэ-Надаи (μ_s), характеризующего соотношение главных осей эллипсоида напряжения. При чистом сдвиге коэффициент Лодэ-Надаи равен 0, по мере приближения к +1 форма эллипсоида

напряжений приближается к сплюснутому эллипсоиду вращения (одноосное сжатие), а по мере приближения к -1 форма эллипсоида напряжений приближается к вытянутому эллипсоиду вращения (одноосное растяжение). Важно отметить, что геодинамический тип напряженного состояния (I) имеет следующие значения: 1 — режим горизонтального растяжения, 2 — режим горизонтального растяжения со сдвигом, 3 — режим горизонтального сдвига, 4 — режим горизонтального сжатия со сдвигом, 5 — режим горизонтального сжатия, 6 — режим сдвига в вертикальной плоскости. Таким образом, при работе с геологическими данными по зеркалам скольжения (в настоящей работе векторам перемещения), МКА позволяет определить ориентацию осей главных напряжений и его вид, рассчитанный коэффициентом Лоде-Надаи, геодинамический тип напряженного состояния, а также нормированные величины нормального и касательного напряжений (нормировка на прочность сцепления массивов горных пород).

Реализация МКА находит успешное применение в программе «StressGeol», разработанной в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецким (Ребецкий, 2007). Для наглядности применения данной программы ниже представлены результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для поверхности сейсмического горизонта R_2 на Куюмбинском объекте. Исходными данными послужили 19 замеров векторов перемещения (табл. 1.4). Стоит отметить, что при расчете параметров напряженно-деформированного состояния в программе «StressGeol» угол наклона (rake) вектора перемещения задается от простирания плоскости разлома, где положительные значения, отсчитываемые против часовой стрелки ($0^\circ \rightarrow +180^\circ$), отвечают взбросовой компоненте перемещения, а отрицательные, отсчитываемые по часовой стрелке ($0^\circ \rightarrow -180^\circ$), сбросовой.

Таблица 1.4

Исходные данные однородной выборки векторов перемещения отвечающих поверхности сейсмического горизонта R_2 для расчёта параметров напряженно-деформированного состояния в программе «StressGeol»

Номер замера на карте	Азимут падения разлома	Угол падения разлома	Угол наклона (rake)
1	71	80	172
2	62	89	178
3	205	89	175
4	179	88	10
5	196	80	178
6	193	85	-173
7	76	89	-3
8	192	72	-5
9	186	72	-3
10	36	88	-8
11	89	86	160
12	80	83	16
13	80	83	9
14	103	88	9
15	124	87	-166
16	73	87	6
17	42	89	16
18	61	89	11
19	332	86	165

Для единой неоднородной выборки 19 векторов перемещения, отвечающих поверхности сейсмического горизонта R_2 в программе «StressGeol» было проведено 2 стадии итерационного расчета (табл. 1.5), на основе которых выделено 2 генерации напряженно-деформированного состояния (рис. 1.17). Важно отметить, что каждой стадии итерационного расчета отвечает 2 этапа, где для каждого определяется качество вхождения данных по каждому вектору перемещения в однородную выборку – Q (верхняя строка, закрашена серым цветом), а также соответствующая величина упругой энергии (нижняя строка), снятой (положительное значение) в случае, если искомый вектор перемещения возник на соответствующем этапе напряженного состояния. Качество вхождения данных по каждому замеру в однородную выборку (Q) определяется следующими значениями: 7 – критерий упорядоченности приращений

необратимых деформаций выполнен; 4-6 – выполнен только критерий уменьшения упругой энергии; 0-3 – критерии не выполнены. Отрицательные значения означают, что на данной итерации трещина не участвовала в расчете компонент напряжений этого этапа.

Финальные расчеты параметров каждой генерации напряженно-деформированного состояния в программе «StressGeol» показаны на рисунке 1.17. На верхних двух нижних полусферах, которые располагаются друг над другом (имеют отметки G1 для σ_1 и G3 для σ_3), представлено суммирование квадрантов, допускающих попадание в них выходов осей главных напряжений σ_1 и σ_3 , что отвечает критерию диссипации упругой энергии (Ребецкий, 2007). Закрашенные в светло-зеленый цвет квадраты на диаграммах G1 и G3 указывают на возможные выходы осей главных напряжений σ_1 и σ_3 , в соответствии с выполнением критериев МКА. На диаграммах информация о числе векторов, попавших в однородную выборку векторов перемещения, представлена в виде следующих записей: «N = 12b + 0s» и «N = 7b + 0s». В данном случае показано, что первая генерация напряженно-деформированного состояния складывается из 12 замеров, где все 12 замеров с наилучшим качеством (Q = 7 – индекс b), а 0 со средним качеством (Q = 4-6 – индекс s), когда вторая генерация характеризуется 7 замерами наилучшего качества. В то же время, рядом с этой строкой приводятся значения коэффициентов Лоде–Надаи для тензоров напряжений и приращений необратимых деформаций Mg (μ_σ) и Me (μ_ϵ) соответственно.

На третьей полусфере показано положение ориентировок осей главных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3) и приращений необратимых деформаций (s_1 , s_2 , s_3), которые представлены крестиками красного, желтого и зеленого цветов (темные тона отвечают осям главных напряжений), располагающиеся на пересечении дуг больших кругов. Важно отметить, что если в масштабе исследуемых трещин свойства массива изотропны, то оси главных напряжений совпадают с осями главных необратимых деформаций. Если оси не совпадают, то это может означать либо анизотропию упругих свойств, когда оси главных упругих деформаций не совпадают с осями главными напряжений (при этом режим деформирования может быть установившимся), либо то, что режим деформирования неустановившийся и оси приращений необратимых деформаций не успевают подстроиться и совпасть с осями упругих деформаций. Однако, факт создания

однородной выборки векторов перемещения и расчета параметров напряженно-деформированного состояния по ним показывает, что оба случая (изотропия и анизотропия свойств) отвечают установившейся фазе деформирования участка коры. Также на данной диаграмме показаны оси снимаемых напряжений сжатия и растяжения от каждой трещины, вошедшие в однородные выборки (подобные осям Р и Т механизмов очагов землетрясений), которые представлены маленькими красными и желтыми крестиками. В то же время, на нижней полусфере показаны и направления векторов перемещения для этих трещин, цвет которых отвечает определенному значению качеству (Q). Цвет циан этих векторов отвечает трещинам с высшим качеством (Q=7), темно-желтый – среднему качеству (Q=5), синий цвет (Q=2-3) означает, что данный вектор перемещения не участвовал в определении параметров тензора напряжений, то есть данные по нему не вошли в однородную выборку.

Таблица 1.5

Итерационные стадии расчета энергетических характеристик и качества для неоднородной выборки векторов перемещения по сейсмическому горизонту R_2

1 итерация	1 этап	2	2	3	2	7	7	7	3	2	7
		-0,930	-0,979	-0,239	-0,636	0,072	0,208	0,885	-0,168	-0,364	0,544
		2	7	7	7	7	7	7	7	7	
		-0,551	0,848	0,849	0,195	0,486	0,941	0,740	0,989	0,991	
	2 этап	7	7	7	7	-3	-2	-2	7	7	-2
		0,985	0,972	0,052	0,753	-0,266	-0,370	-0,964	0,377	0,561	-0,428
		7	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	
		0,722	-0,876	-0,902	-0,344	-0,358	-0,975	-0,569	-0,937	-0,957	
2 итерация	1 этап	2	2	3	2	7	7	7	3	2	7
		-0,930	-0,979	-0,239	-0,636	0,072	0,208	0,885	-0,168	-0,364	0,544
		2	7	7	7	7	7	7	7	7	
		-0,551	0,848	0,849	0,195	0,486	0,941	0,740	0,989	0,991	
	2 этап	7	7	7	7	3	2	2	7	7	2
		0,985	0,972	0,052	0,753	-0,266	-0,37	-0,964	0,377	0,561	-0,428
		7	2	2	2	2	2	2	2	2	
		0,722	-0,876	-0,902	-0,344	-0,358	-0,975	-0,569	-0,937	-0,957	

Примечание. Для каждого этапа верхняя строка – показатель качества, нижняя – нормированная величина удельной энергии.

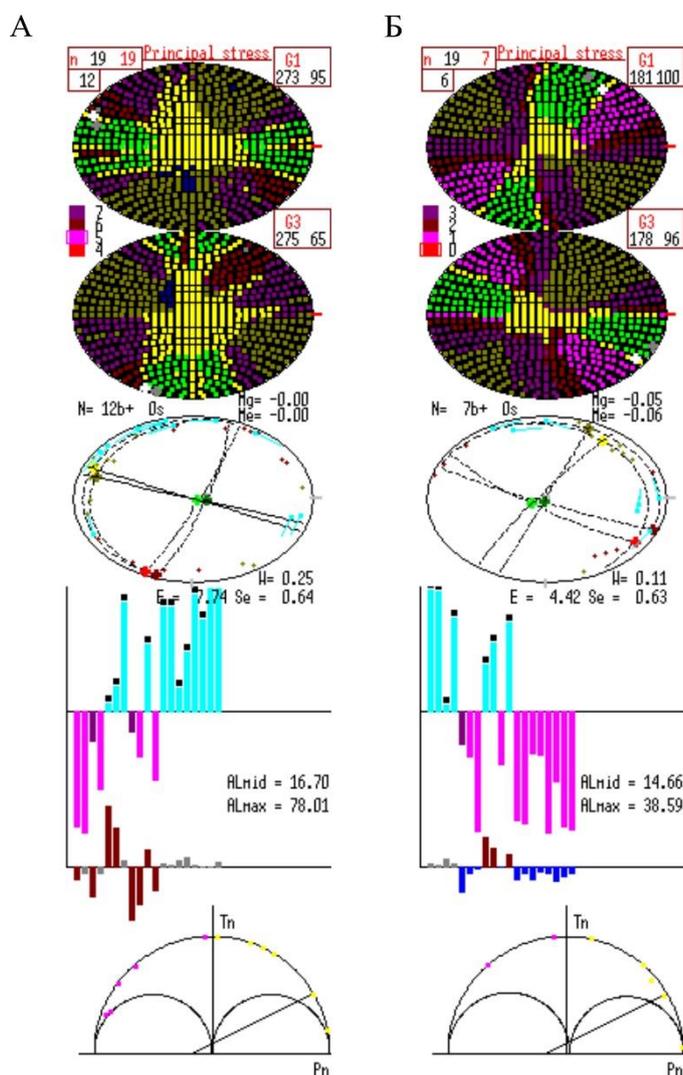


Рисунок 1.17. Финальные расчетные параметров напряженно-деформированного состояния в программе «StressGeol» для сейсмического горизонта R_2 , отвечающие первой (А) и второй (Б) генерации напряженно-деформированного состояния. Описание в тексте.

Результаты расчета удельной упругой энергии, сброшенной для каждого скола, представлены на диаграмме, расположенной ниже третьей нижней полусферы. Голубые и розовые тона соответствуют качеству векторов перемещения, где голубые тона отвечают искомому этапу напряженного состояния, а высота величине удельной энергии. Суммарная энергия диссипации (E) для сколов и среднее ее значение (Se) для однородной выборки показаны выше представленной диаграммы. Ниже приведена диаграмма распределения углов между направлением смещения по поверхности трещин и направлением касательного напряжения на этой же плоскости, для рассчитанного тензора напряжений, где высота соответствует величине угла. В желтые тона закрашены вектора перемещения, угол которых меньше средних значений, а в темно красные, угол которых больше средних значений. Среднее значение (AL_{mid}) приведено справа в

строке выше диаграммы. Стоит отметить, что темно-синим цветом отображены вектора перемещения, которые не состоят в начальной выборке.

Редуцированные диаграммы Мора с отображением точек векторов перемещения отвечающих каждому этапу напряженного состояния представлены в самом низу рисунка 1.17. При расчете редуцированных напряжений проведение линии минимального сопротивления сухого трения осуществляется через вектор перемещения, имеющий минимальное значение редуцированного кулонового напряжения. В случае нахождения вектора перемещения на редуцированной диаграмме Мора в полосе хрупкого разрушения точка по нему отображается розовым цветом, если же в области упругого состояния, то желтым. Линия минимального сухого трения является нижней границей облака точек розового цвета.

В настоящей работе основной интерес сфокусирован на результатах расчета параметров напряженно-деформированного состояния в программе «StressGeol» представленных в таблице 1.6.

Таблица 1.6

Пример расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмического горизонта R₂ в программе «StressGeol»

Генерация напряженно-деформированного состояния	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)		Коэффициент Лодена-Надаи (μ_s)	Геодинамический тип напряженного состояния (I)
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения		
Сейсмический горизонт R ₂								
1	288	11	108	79	198	0	0	3
2	24	5	204	85	114	0	-0,05	3

Необходимо отметить, что метод катакластического анализа позволяет производить реконструкцию параметров напряженно-деформированного состояния, тогда как метод квазиглавных напряжений только напряженного состояния без получения результатов по эллипсоиду деформаций. Более того, метод катакластического анализа работает с набором замеров, кинематические характеристики которых по различным критериям согласованы друг с другом, в то время как метод квазиглавных напряжений работает с

единичными замерами. Следовательно, важным отличием МКА от метода квазиглавных напряжений состоит в том, что при расчете параметров напряженно-деформированного состояния учитывается взаимное влияние разрывов друг на друга. Кроме этого, важным преимуществом метода катакластического анализа является возможность разбиения единой популяции данных на подмножества (генерации напряженно-деформированного состояния), где полученные выборки векторов перемещения используются при расчете параметров напряженного состояния в программе «FaultKin». Расчет параметров напряженно-деформированного состояния для каждой генерации с применением двух программ, основанных на разных теоретических методах, позволяет контролировать качество исходной базы данных. В частности, сходство ориентировок осей напряжений, полученных в результате обработки данных программами «StressGeol» и «FaultKin» позволяет считать, что выборка не содержит какой-либо доминирующей системы параллельных трещин и каких-либо внутренних несогласованностей.

2. ПРИМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА НА АРЧИНСКОМ ОБЪЕКТЕ

2.1. Структурно-геологическая позиция

Объект исследования отвечает Арчинскому лицензионному участку нефтяного месторождения на юго-востоке Нюрольской впадины, которая, в свою очередь, является одной из тектонических структур отрицательного знака в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и географически приурочена к междуречью Оби и Васюгана. Нюрольская впадина имеет сложное строение и разбита на ряд блоков системой разломов более мелких Усть-Тымского и Чузикского грабен-рифтов. Нюрольская впадина ограничена Каймысовским сводом, а также Демьянским, Межовским, Тарским, Среднеvasюганским и Пудинским мегавалами (рис. 2.1).

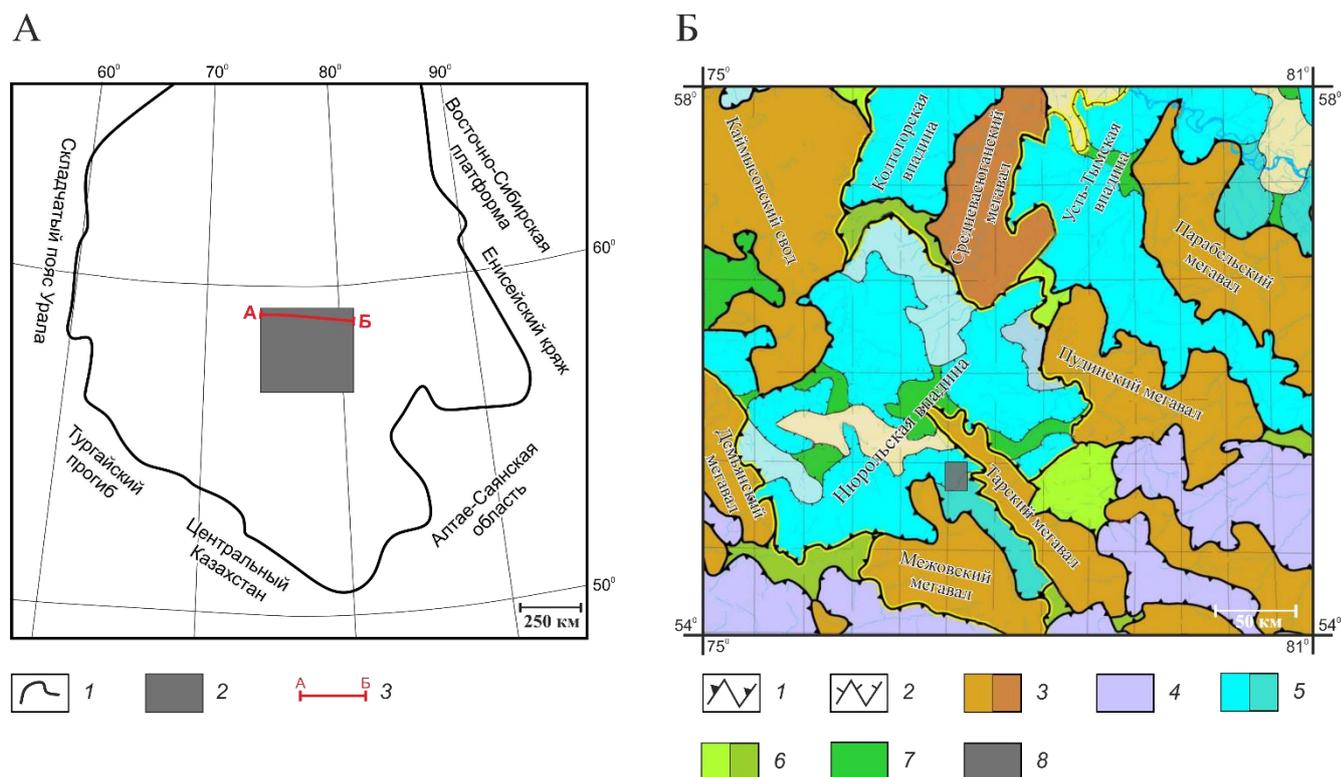


Рисунок 2.1. А – граница Западно-Сибирской плиты (Surkov et al., 1995) с изменениями автора); 1 – граница Западно-Сибирской плиты, 2 – граница рисунка 2.1б, 3 – линия геологического разреза (Шацкий и др., 1979). Б – юго-восточный фрагмент тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты (Шпильман, Змановский, 1998) с изменениями автора; 1 – границы тектонических элементов I порядка, 2 – границы внутреннего районирования тектонических элементов I порядка, 3 – своды, 4 – моноклинали, 5 – впадины, 6 – террасы, 7 – седловины, 8 – район работ.

Геология исследуемого региона изучалась многочисленными исследователями (Сурков, Жеро, 1981; Конторович, Сурков, 2000; Багринцева и др., 2003; Ulmishek, 2003; Бочкарев и др., 2006; Нестеров и др., 2009; Конторович и др., 2011; Филиппович, 2012; Главнова и др., 2015 и др.). Арчинский объект по поверхности доюрского фундамента представляет собой локальное поднятие и имеет сравнительно небольшие размеры по площади $14 \times 18 \text{ км}^2$, пространственно приурочен к области развития карбонатного палеозойского комплекса фундамента, который несогласно перекрыт мезозойско-кайнозойским терригенным осадочным чехлом (рис. 2.2).

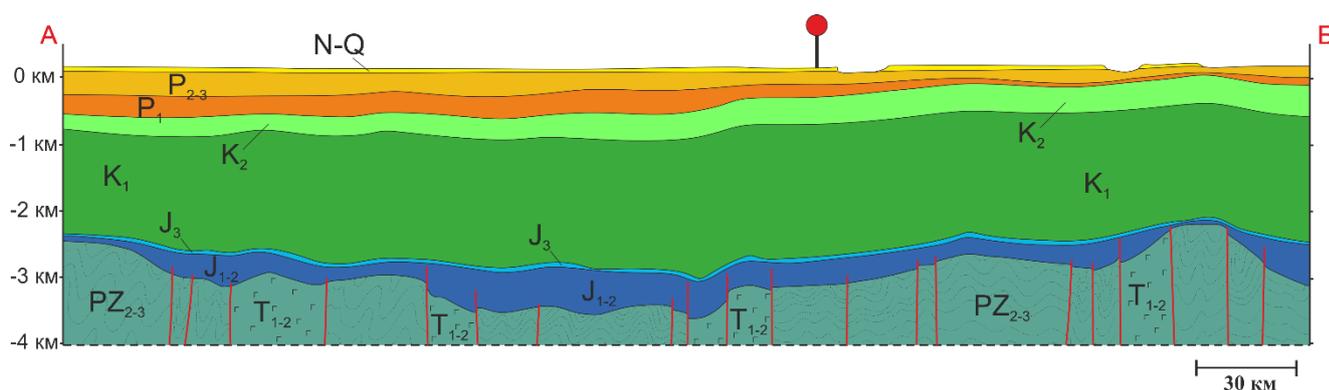


Рисунок 2.2. Геологический разрез по линии «А–Б», (Шацкий и др., 1979). Разрывные нарушения представлены линиями красного цвета. Арчинский объект спроецирован на геологический разрез и показан красным маркером. Расположение профиля показано на рис. 2.1а.

По структуре фундамента Арчинский объект находится в юго-восточной части Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы, имеющий герцинский возраст консолидации (Сурков, Жеро, 1981; Ulmishek, 2003; Филиппович, 2012). Площадь объекта тяготеет к восточной границе Межовского срединного массива, представляющего собой крупный докембрийский выступ, сформированный байкальской складчатостью и переработанный в герцинскую эпоху (Сурков, Жеро, 1981; Сурков, Шацкий, 1983).

Одной из основных особенностей тектонического строения Арчинского объекта является развитие двух систем долгоживущих разрывных нарушений меридионального и субширотного направлений с субвертикальными поверхностями сместителей (Москаленко и др., 2015). Разломы представлены преимущественно сбросо-сдвигами и их заложение происходило в раннем триасе, однако время затухания разрывных нарушений остается дискуссионным. Установлено (Сурков, Шацкий, 1983; Конторович

и др., 2011), что на исследуемой территории преобладают разломы, затухающие в основании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. В то же время, в работе (Зиганшина, Сидельник, 2016) не исключается вероятность неотектонических процессов на всей территории района работ с прослеживанием разрывных нарушений до поверхности. Тем не менее, можно наблюдать, что наиболее интенсивным перемещениям по разломам отвечает граница палеозойского карбонатного фундамента и осадочного мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Стоит отметить, что структуры осадочного комплекса имеют унаследованный характер и отображают структурные элементы фундамента с постепенным выполаживанием вверх по разрезу. Наличие в осадочном чехле разрывных нарушений свидетельствуют, по всей видимости, об реактивизации тектонических движений в мезозое и кайнозое. Вероятнее всего, реактивизация происходила по ослабленным зонам, связанными с уже существовавшими разрывными нарушениями, но не исключает появления и более молодых разломов мезозойско-кайнозойского возраста.

В тектоническом плане Арчинский объект характеризуется локальным поднятием преимущественно субмеридионального, северо-северо-западного простирания, сформировавшимся в результате восходящих блоковых движений фундамента (Жуковская и др., 2013). Северная часть структуры, более пологая, осложняется малоамплитудным куполом, южная часть – сетью небольших разломов меридионального и субширотного простирания. Центральная часть поднятия имеет почти прямоугольную форму со сравнительно крутым северо-восточным склоном и более пологим юго-западным.

2.2. Стратиграфия юрских отложений Нюрольской впадины

Стратиграфия Арчинского объекта приведена в работах многих исследователей, материалы которых обобщены в сводках (Шурыгин и др., 2000, Конторович, Сурков 2000, Нестеров и др. 2009 и т.д.). В приведенной в данной работе схеме учтены Решения 6-ого Межведомственного стратиграфического совещания (Решения..., 2004). Важно отметить, что рассматриваемые в настоящей работе сейсмические горизонты отвечают кровле палеозойского фундамента и ниже–среднеюрскому комплексу. По этой причине, стратиграфия палеозойского комплекса в данной главе не рассматривается, а основное внимание уделяется стратиграфии юрских отложений. Однако, стоит указать,

что в основании исследуемого разреза представлена кора выветривания, которая широко развита на верхнем контакте карбонатных отложений палеозоя. Она представлена аллитными, железистыми, бокситсодержащими породами серого цвета со слабым буроватым оттенком.

Юрские отложения залегают на палеозойских с отчетливым угловым несогласием. Схема их стратиграфического расчленения представлена на рисунке 2.3. В основании юрского разреза представлены песчаники и конгломераты при подчиненном количестве алевролитов и прослоев углей *урманской свиты (нижняя юра, геттанг-плинсбах)*. Отложения свиты развиты локально, в основном в пределах отрицательных структур. Мощность свиты в районе работ колеблется от 0 м до 150-180 м. *Тогурская свита (нижняя юра, тоар)* залегает на урманской без видимого несогласия. Как и урманская свита, распространена главным образом в отрицательных структурах, однако занимает площадь заметно больше, чем нижележащие урманские отложения. Породы свиты представлены преимущественно неслоистыми аргиллитами серыми до черных, плотными, плитчатыми или, реже, комковатыми, с включениями обуглившихся растительных остатков. По региону мощность свиты меняется от 19 м до 31 м, но в пределах Арчинского объекта не превышает первых метров, локально выклиниваясь. *Салатская свита (нижняя юра, тоар)* представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Нижняя часть сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками темно-серого, серого цвета с прослоями гравелитов, конгломератов и сидерита. Встречаются линзы углей. Верхняя часть свиты имеет преимущественно глинисто-углистый состав. В пределах исследуемой территории мощность свиты меняется от 28 м до 126 м. *Тюменская свита (средняя юра, аален-келловей)* характеризуется неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Нижняя часть преимущественно представлена средне и мелкозернистыми песчаниками, кварц-полевошпатового состава, плохо отсортированные, с линзовидной, косой и волнистой слоистостью. Верхняя часть свиты характеризуется увеличением роли песчаной составляющей. Песчаники по составу полевошпат-кварцевые до полимиктовых, имеют косую, волнистую и горизонтальную слоистость, представлены мелко-, реже средне- и крупнозернистыми обломочными разностями. В пределах исследуемого региона мощность тюменской свиты изменяется от 271 м до 393 м. *Васюганская свита (средняя юра, бат – верхняя юра, оксфорд)*

представлена преимущественно аргиллитами с подчинёнными прослоями алевролитов и песчаников. На ряде площадей зафиксированы перерывы в осадконакоплении и размывы в верхах васюганской свиты. В пределах исследуемого объекта мощность васюганской свиты меняется от 68 м до 91 м. *Георгиевская свита (верхняя юра, киммериджский ярус)* охватывает весь киммериджский ярус, а также верхи оксфордского и низы волжского ярусов. Породы свиты представлены темно-серыми аргиллитами, нередко содержащими прослой глауконитовых песчаников. В пределах исследуемого региона мощность георгиевской свиты меняется от 1 м до 5 м. *Баженовская свита (верхняя юра, волжский ярус)* залегает с незначительным стратиграфическим несогласием на васюганской свите либо согласно на георгиевской свите, представлена битуминозными, тёмно-серыми до чёрных аргиллитов, иногда алевролитистыми, крепкими, сильно кремнёнными, с прослоями известковых пород. Мощность свиты в пределах объекта исследования меняется от 27 м до 34 м. Необходимо отметить, что ниже-среднеюрские отложения в пределах Нюрольской впадины характеризуются большой фациальной неоднородностью песчаных пластов и невыдержанностью их на площади и в разрезе, что связано с накоплением осадков в конседиментационных прогибах – впадинах древнего рельефа.

Отложения *меловой системы* повсеместно распространены и характеризуются терригенным составом и значительной мощностью (2000-2500 м). Представлена система всеми ярусами нижнего и верхнего отделов. В пределах рассматриваемой территории в её составе выделяются десять свит (куломзинская, тарская, вартовская, киялинская, алымская, покурская, кузнецовская, ипатовская, славгородская, ганькинская). Отложения меловой системы не представляют интереса для дальнейших структурных построений и детально здесь не рассматриваются.

Выше залегают терригенные отложения *палеогеновой* (150-350 м) и *четвертичной* (20-40 м) систем.

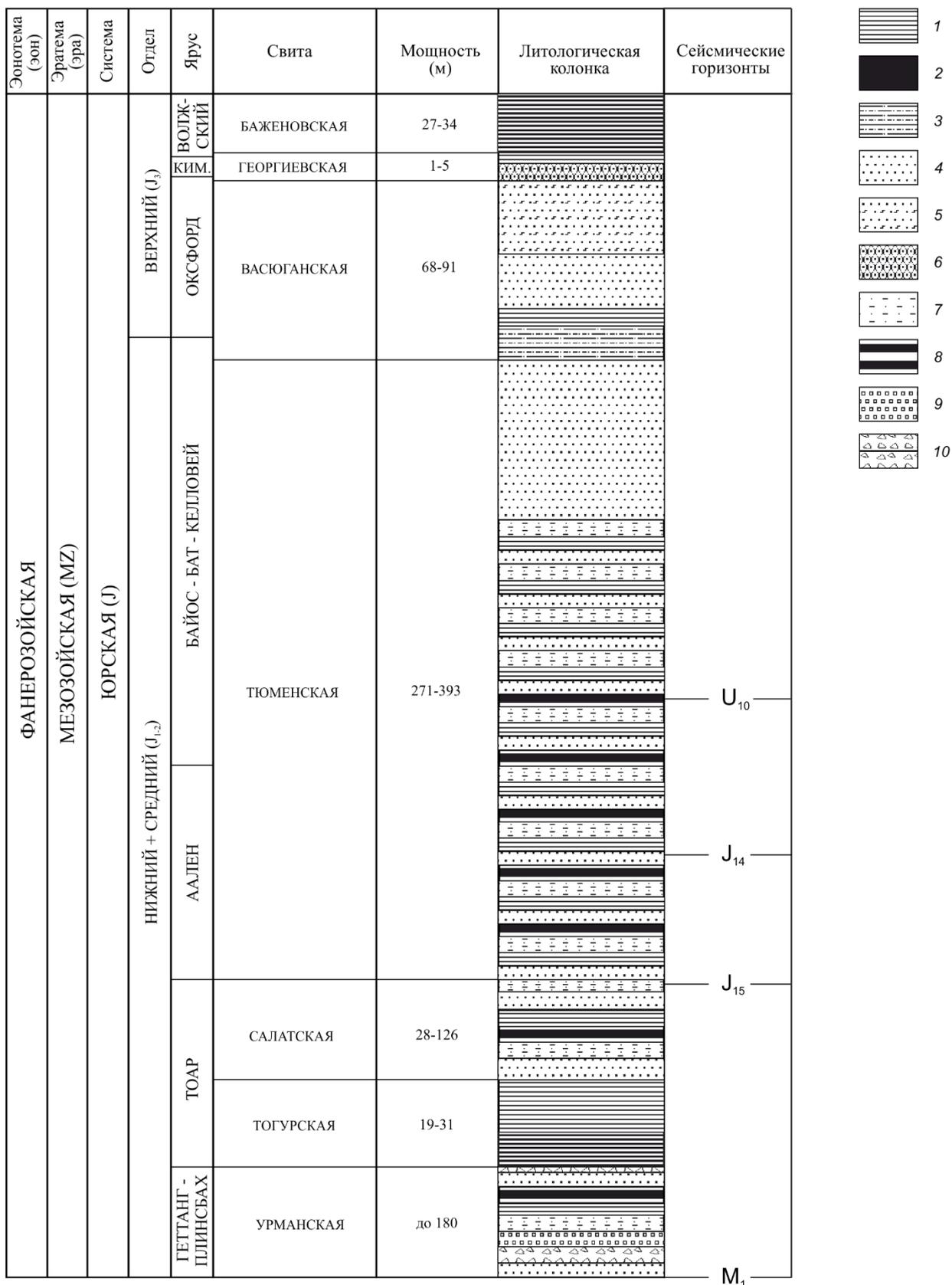


Рис. 2.3. Стратиграфическая схема юрских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (Шурыгин и др., 2000; Конторович, Сурков 2000; Решения... 2004; Нестеров и др. 2009). 1 – аргиллиты; 2 – битуминозные аргиллиты; 3 – алевритистые аргиллиты; 4 – песчаники; 5 – глинистые песчаники; 6 – глауконитовые песчаники; 7 – алевролиты; 8 – угли; 9 – конгломераты; 10 – брекчии.

2.3. Результаты обработки структурных данных

Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния при анализе структурных карт сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д и приуроченных к ним поверхностей разрывных нарушений на Арчинском объекте проводилась при анализе четырех сейсмических горизонтов: M_1 (контакт палеозойского фундамента, включая переотложенную кору выветривания и мезозойского осадочного комплекса); J_{15} (вблизи кровли салатской свиты); J_{14} (в нижней части тюменской свиты) и U_{10} (граница между нижней и верхней частью тюменской свиты). Данные сейсмические горизонты содержат разломы, по которым отчетливо определяются смещения диагностируемых складчатых структур (Москаленко и др., 2015). Поверхности сейсмических горизонтов с указанием рассчитанных кинематических характеристик разломов показаны на рисунках 2.4, 2.5, 2.6 и 2.7, а привязка сейсмических горизонтов к стратиграфическому разрезу приведена на рисунке 2.3.

2.3.1. Кинематические характеристики разрывных нарушений

По результатам интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ 3Д в пределах Арчинского объекта выделяется 2 системы разрывных нарушений, преимущественно ССЗ-ЮЮВ и 3-В простираний (рис. 2.8а). Сдвиговая компонента присутствует в большинстве разломов, однако закономерностей в распределении лево- и правосдвиговых перемещений не прослеживается. Разрывные нарушения, пересекающие поверхность M_1 , имеют отчетливо сбросовую компоненту перемещения. Все разрывные нарушения идентифицируются как крутопадающие плоскости с углами падения от 70° до 90° (рис. 2.8б).

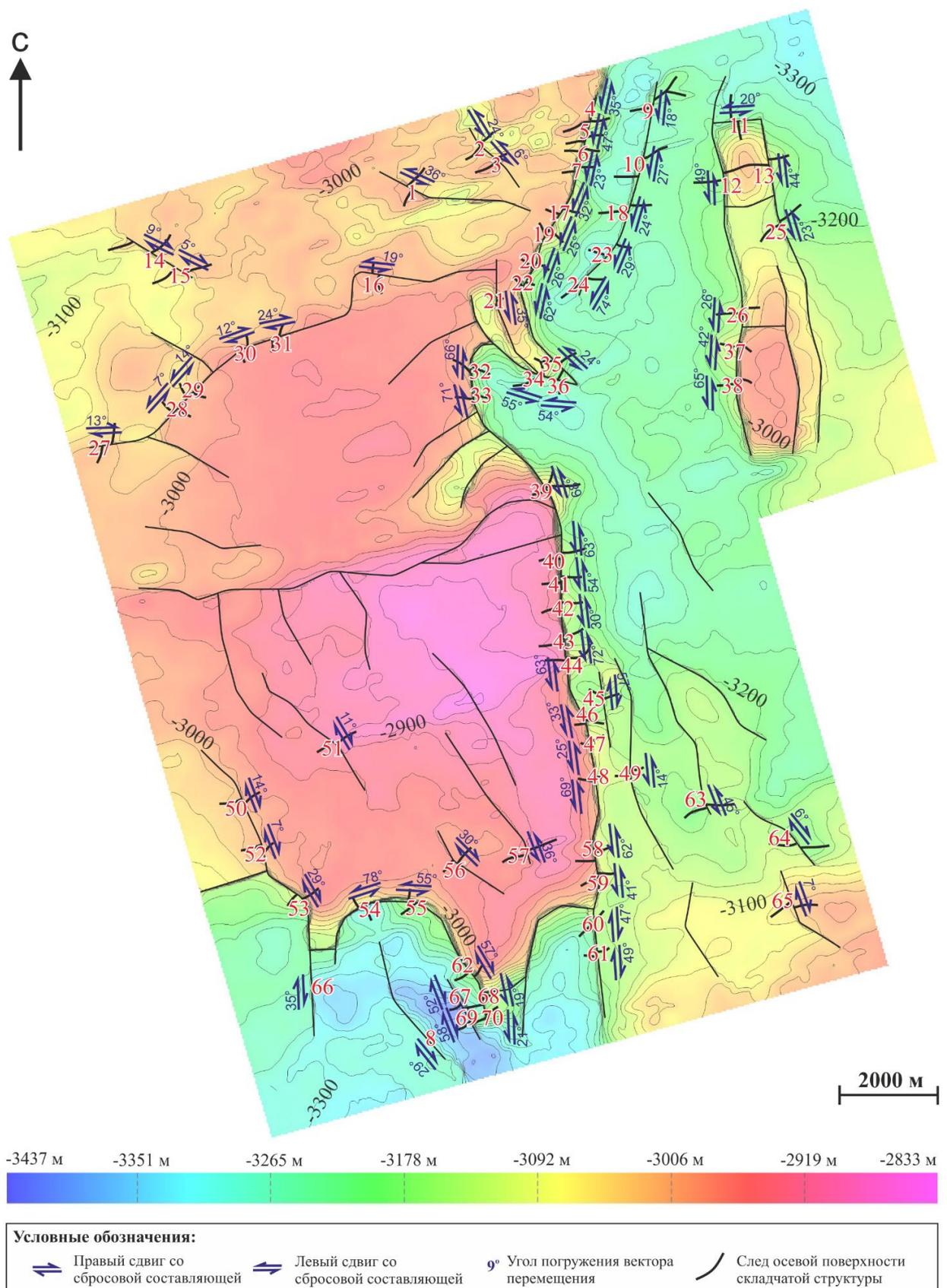


Рисунок 2.4. Карта поверхности сейсмического горизонта M_1 с указанием местоположения замера и номера вектора перемещения (красные цифры), а также кинематических характеристик разломов. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета. Шаг горизонталей равен 25 метров. Номер вектора на рисунке соответствует номеру в таблице 2.1.

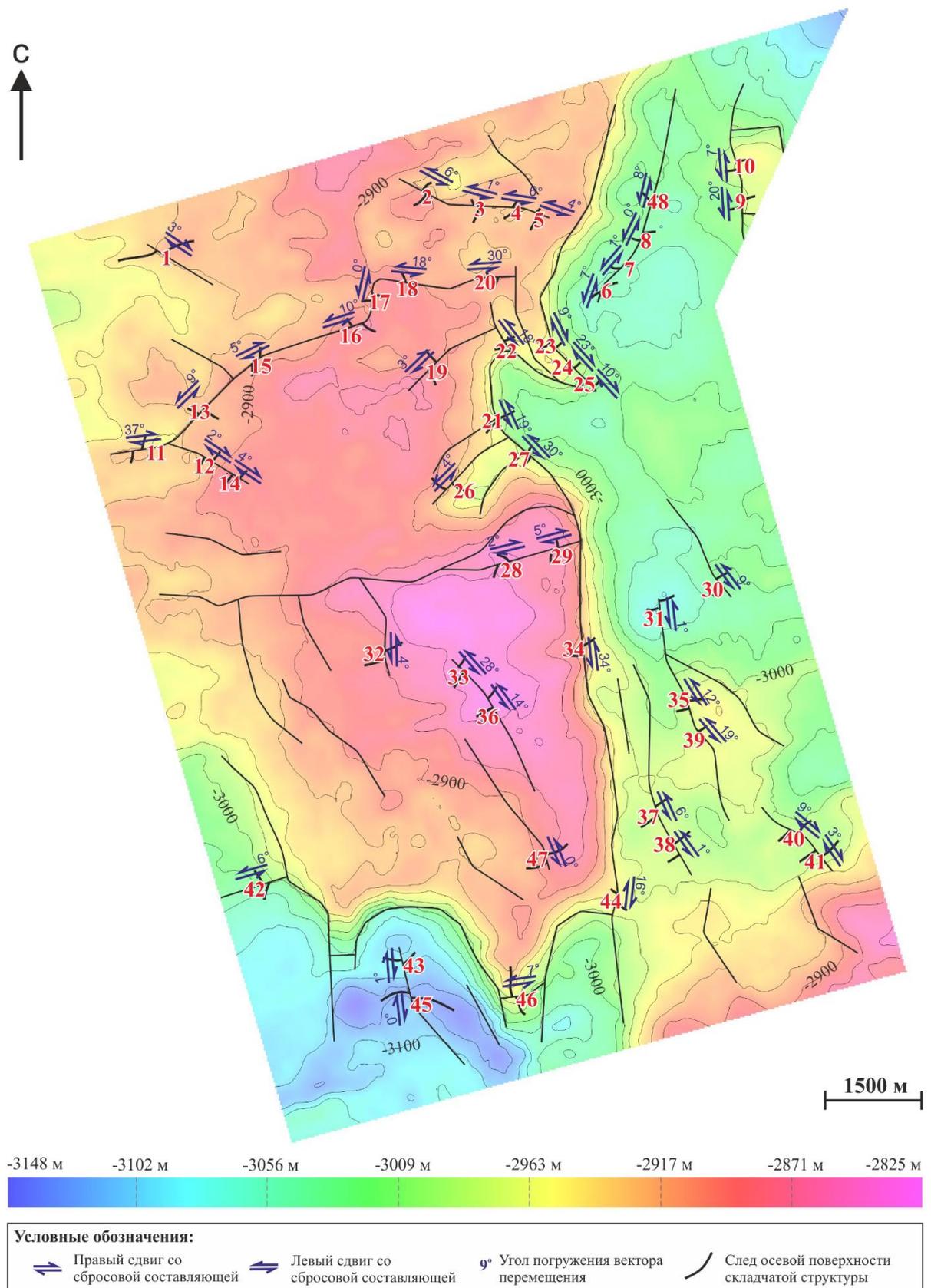


Рисунок 2.5. Карта поверхности сейсмического горизонта J_{15} с указанием местоположения замера и номера вектора перемещения (красные цифры), а также кинематических характеристик разломов. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета. Шаг горизонталей равен 25 метров. Номер вектора на рисунке соответствует номеру в таблице 2.2.

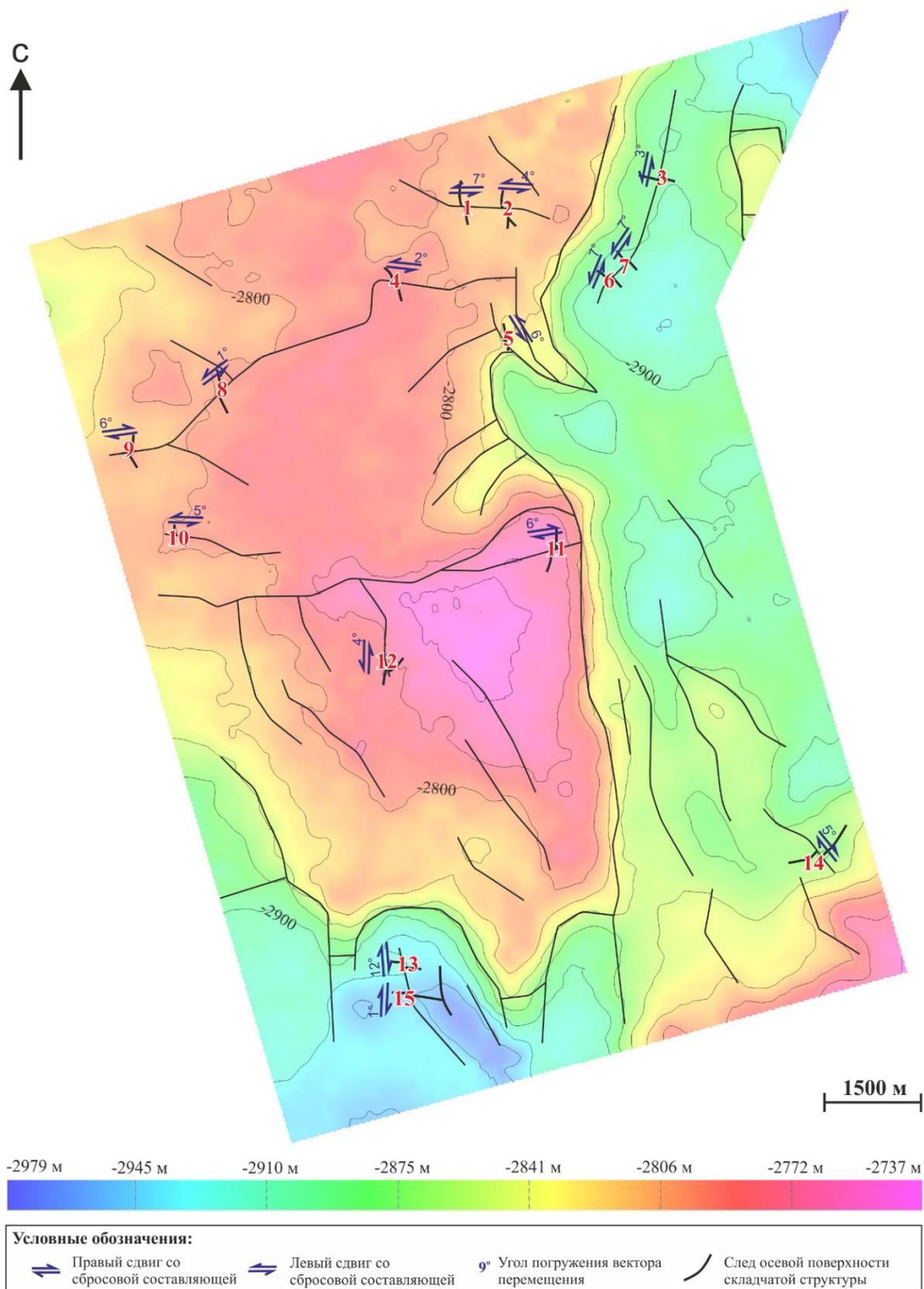
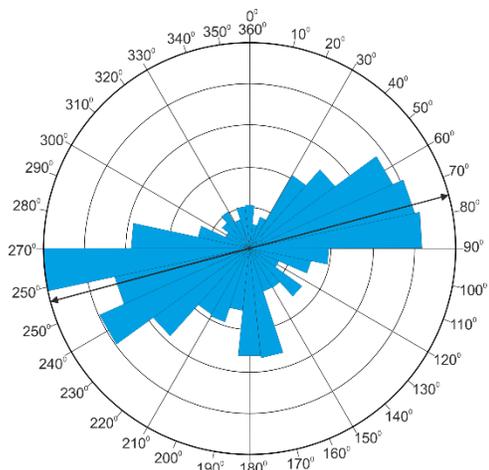


Рисунок 2.7. Карта поверхности сейсмического горизонта U_{10} с указанием местоположения замера и номера вектора перемещения (красные цифры), а также кинематических характеристик разломов. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета. Шаг горизонталей равен 25 метров. Номер вектора на рисунке соответствует номеру в таблице 2.4.

А



Б

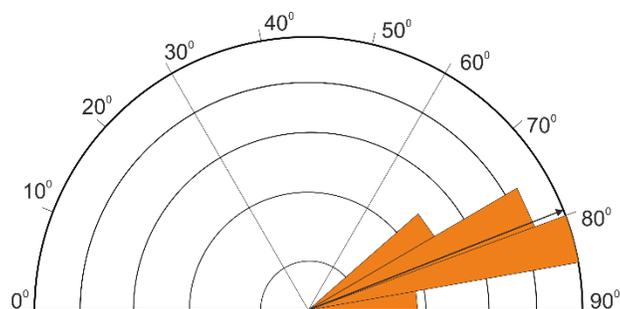


Рис. 2.8. Роза-диаграмма азимутов падения (А) и углов падения (Б) разрывных нарушений на Арчинском объекте. Черной стрелкой отображено среднее значение азимутов падения и углов падения разрывных нарушений.

Результаты расчета кинематических характеристик разрывных нарушений представлены в таблицах 2.1, 2.2, 2.3 и 2.4, где отчетливо видно, что количество дешифрируемых складчатых структур, по смещению которых можно произвести замеры векторов перемещения, убывает вверх по разрезу. При анализе поверхности сейсмического горизонта M_1 и приуроченных к нему разрывных нарушений выделено 70 замеров, J_{15} – 48 замеров, J_{14} – 26 замеров и U_{10} – 15 замеров. Процент отбраковки векторов перемещения для всех поверхностей сейсмических горизонтов составил не более 14%. Сравнение амплитуд полных перемещений по разрывным нарушениям (рис. 2.9а) отображает тенденцию уменьшения амплитуд перемещения вверх по разрезу. Для сейсмического горизонта M_1 амплитуды перемещения варьируют от 16 м до 353 м (в среднем 114 м), J_{15} – от 17 м до 293 м (в среднем 102 м), J_{14} – от 38 м до 190 м (в среднем 92 м) и U_{10} – от 26 м до 176 м (в среднем 73 м). Анализируя распределение угла α в плоскости разлома (см. рис. 1.1), можно выделить 2 генерации разрывных нарушений, где первая характеризуется преимущественно сбросовой компонентой перемещения и отвечает поверхности сейсмического горизонта M_1 , а вторая сдвиговой, отвечающая поверхностям J_{15} , J_{14} и U_{10} (рис. 2.9б).

Таблица 2.1.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту М₁

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	307	37	85	311	36	36	-36	54	NL	56
2	329	59	72	337	24	25	-25	65	NL	108
3	329	59	72	331	6	6	-6	84	NL	92
4	14	104	82	20	35	35	-35	55	NL	271
5	191	281	82	353	66	113	-113	23	NR	55
6	10	100	82	13	23	23	-23	67	NL	198
7	10	100	82	21	53	54	-54	36	NL	96
8	322	52	67	128	29	148	-148	58	NR	115
9	192	282	81	195	18	18	-18	72	NL	143
10	204	294	80	209	27	27	-27	63	NL	85
11	242	332	83	245	20	20	-20	70	NL	115
12	178	268	75	196	49	51	-51	39	NL	99
13	351	81	83	358	44	44	-44	46	NL	64
14	301	31	79	119	9	171	-171	81	NR	212
15	298	28	80	117	5	175	-175	85	NR	134
16	87	177	76	92	19	20	-20	70	NL	26
17	28	118	83	32	32	32	-32	58	NL	182
18	195	285	80	200	24	24	-24	66	NL	68
19	33	123	83	36	25	25	-25	65	NL	229
20	14	104	83	27	62	63	-63	27	NL	67
21	187	277	88	188	35	35	-35	55	NL	58
22	32	122	83	35	26	26	-26	64	NL	192
23	222	312	81	270	78	82	-82	8	NL	16

24	202	292	80	207	27	27	-27	63	NL	104
25	339	69	83	342	23	23	-23	67	NL	97
26	182	272	74	190	26	27	-27	63	NL	139
27	254	344	75	70	13	167	-167	77	NR	97
28	226	316	76	228	7	7	-7	83	NL	307
29	225	315	77	228	14	14	-14	76	NL	157
30	246	336	75	63	12	168	-168	78	NR	193
31	256	346	75	69	24	155	-155	65	NR	65
32	355	85	72	42	66	74	-74	16	NL	80
33	355	85	72	66	71	84	-84	6	NL	51
34	126	216	87	130	55	55	-55	35	NL	87
35	308	38	88	127	24	156	-156	66	NR	111
36	126	216	87	130	54	54	-54	36	NL	95
37	196	286	73	212	42	44	-44	46	NL	93
38	181	271	75	216	65	70	-70	20	NL	84
39	324	54	75	6	68	74	-74	16	NL	50
40	8	98	69	57	63	73	-73	17	NL	114
41	356	86	72	23	54	58	-58	32	NL	150
42	359	89	73	9	30	31	-31	59	NL	353
43	347	77	73	57	72	84	-84	6	NL	75
44	353	83	72	33	63	70	-70	20	NL	81
45	174	264	89	352	57	123	-123	33	NR	82
46	341	71	73	352	33	35	-35	55	NL	219
47	351	89	72	360	25	26	-26	64	NL	176
48	360	90	72	58	69	79	-79	11	NL	50
49	359	89	79	2	14	14	-14	76	NL	117
50	156	246	76	332	14	166	-166	76	NR	53
51	124	214	79	302	11	169	-169	79	NR	146
52	155	245	76	333	7	173	-173	83	NR	159
53	160	250	75	331	29	150	-150	60	NR	209

54	74	164	84	104	78	80	-80	10	NL	45
55	92	182	81	105	54	55	-55	35	NL	92
56	300	30	71	109	30	148	-148	58	NR	41
57	168	258	85	172	36	36	-36	54	NL	32
58	346	76	73	21	62	67	-67	23	NL	78
59	346	76	73	1	41	43	-43	47	NL	103
60	170	260	79	338	47	132	-132	42	NR	58
61	175	265	79	342	49	130	-130	40	NR	58
62	143	233	73	295	57	119	-119	29	NR	106
63	158	248	81	167	45	46	-46	44	NL	28
64	305	35	71	123	6	174	-174	84	NR	194
65	156	246	74	334	7	173	-173	83	NR	109
66	351	81	87	169	35	145	-145	55	NR	88
67	150	240	90	330	52	128	-128	38	NR	118
68	167	257	73	173	19	20	-20	70	NL	161
69	155	245	90	335	58	122	-122	32	NR	57
70	167	257	73	174	21	22	-22	68	NL	122

*Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1).
NL – сброс с левосдвиговой компонентой, NR – сброс с правосдвиговой компонентой.*

Таблица 2.2.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту J₁₅

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	128	218	79	307	3	177	-177	87	NR	260
2	127	217	84	306	6	6	-6	84	NL	171
3	86	176	82	266	1	1	-1	89	NL	40
4	96	186	82	276	1	1	-1	89	NL	104
5	96	186	82	275	4	4	-4	86	NL	81
6	227	317	80	228	7	7	-7	83	NL	60
7	221	311	80	221	1	1	-1	89	NL	139
8	221	311	80	221	0	0	0	90	NL	136
9	182	272	74	188	20	21	-21	69	NL	98
10	164	254	77	166	7	7	-7	83	NL	70
11	240	330	75	48	37	141	-141	51	NR	36
12	275	5	82	95	2	178	-178	88	NR	46
13	220	310	76	222	9	9	-9	81	NL	157
14	298	28	81	117	4	176	-176	86	NR	128
15	232	322	75	51	5	175	-175	85	NR	113
16	239	329	75	242	10	10	-10	80	NL	207
17	190	280	80	190	0	0	0	90	NL	23
18	266	356	75	81	18	18	-18	72	NL	189
19	46	136	81	226	3	177	-177	87	NR	17
20	244	334	75	253	30	31	-31	59	NL	112
21	339	69	73	345	19	19	-19	71	NL	88
22	310	40	85	312	18	18	-18	72	NL	198
23	324	54	86	143	9	171	-171	81	NR	26

24	308	38	88	127	23	157	-157	67	NR	40
25	308	38	88	128	10	170	-170	80	NR	134
26	38	128	82	39	4	4	-4	86	NL	39
27	310	40	77	313	12	12	-12	78	NL	152
28	74	164	83	254	2	178	-178	88	NR	255
29	72	162	83	251	5	175	-175	85	NR	79
30	138	228	72	141	9	9	-9	81	NL	27
31	168	258	81	168	1	1	-1	89	NL	197
32	183	273	82	184	4	4	-4	86	NL	264
33	130	220	79	136	28	26	-26	64	NL	84
34	358	88	72	165	34	36	-36	54	NL	31
35	161	251	81	163	12	12	-12	78	NL	37
36	329	59	77	148	14	14	-14	76	NL	78
37	342	72	80	343	6	6	-6	84	NL	49
38	330	60	81	330	1	1	-1	89	NL	108
39	163	253	81	166	19	19	-19	71	NL	53
40	304	34	70	121	9	170	-170	80	NR	54
41	329	59	69	148	3	177	-177	87	NR	58
42	255	345	90	255	6	6	-6	84	NL	293
43	338	68	68	158	1	179	-179	89	NR	78
44	359	89	83	177	16	164	-164	74	NR	38
45	342	72	68	162	0	180	-180	90	NR	79
46	70	160	87	70	7	7	-7	83	NL	31
47	167	257	85	167	0	0	0	90	NL	119
48	195	285	80	10	28	8	-8	82	NL	25

*Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1).
NL – сброс с левосдвиговой компонентой, NR – сброс с правосдвиговой компонентой.*

Таблица 2.3.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту J₁₄

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	128	218	79	308	2	178	-178	88	NR	152
2	307	37	84	307	3	3	-3	87	NL	43
3	266	356	75	84	6	6	-6	84	NL	76
4	282	12	77	286	15	15	-15	75	NL	88
5	272	2	76	275	12	12	-12	78	NL	38
6	266	356	82	266	1	179	-179	89	NL	126
7	195	285	80	195	2	2	-2	88	NL	88
8	227	317	80	227	2	2	-2	88	NL	143
9	267	357	75	86	2	178	-178	88	NR	92
10	304	34	80	123	4	176	-176	86	NR	145
11	225	315	76	227	7	7	-7	83	NL	86
12	246	336	75	64	7	173	-173	83	NR	48
13	239	329	75	243	13	13	-13	77	NL	129
14	310	40	85	311	6	6	-6	84	NL	190
15	211	301	85	212	7	7	-7	83	NL	104
16	250	340	84	69	6	174	-174	84	NR	60
17	183	273	82	184	6	6	-6	84	NL	64
18	334	64	81	153	4	176	-176	86	NR	103
19	1	91	78	1	2	2	-2	88	NL	154
20	138	228	72	140	6	6	-6	84	NL	41
21	307	37	76	308	4	4	-4	86	NL	71
22	342	72	68	160	5	175	-175	85	NR	42
23	347	77	66	165	4	176	-176	86	NR	49

24	329	59	69	147	4	176	-176	86	NR	74
25	98	188	81	99	7	7	-7	83	NL	46
26	334	64	75	153	5	175	-175	85	NR	136

Таблица 2.4.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту U₁₀

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	96	186	82	97	7	7	-7	83	NL	44
2	86	176	82	265	4	4	-4	86	NL	61
3	189	279	80	190	3	3	-3	87	NL	77
4	266	356	75	267	2	2	-2	88	NL	81
5	130	220	85	131	6	6	-6	84	NL	176
6	227	317	80	228	7	7	-7	83	NL	38
7	221	311	80	222	7	7	-7	83	NL	26
8	225	315	76	225	1	1	-1	89	NL	120
9	73	163	75	251	6	174	-174	84	NR	75
10	93	183	81	94	5	5	-5	85	NL	60
11	70	160	84	249	6	174	-174	84	NR	85
12	183	273	82	184	4	4	-4	86	NL	43
13	338	68	68	153	12	167	-167	77	NR	74
14	329	59	69	147	5	175	-175	85	NR	73
15	343	73	68	163	1	179	-179	79	NR	62

Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1). NL – сброс с левосдвиговой компонентой, NR – сброс с правосдвиговой компонентой.

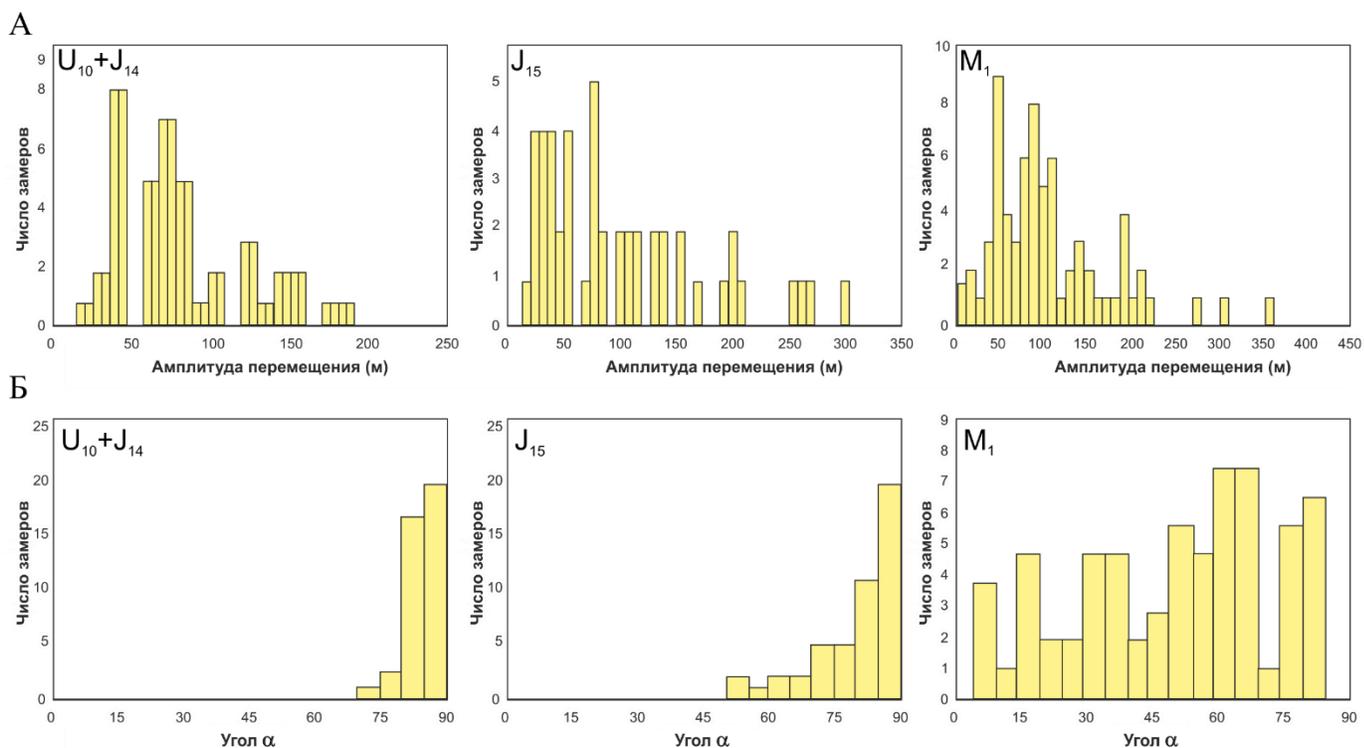


Рисунок 2.9. Характеристики векторов перемещения по горизонтам U_{10} , J_{14} , J_{15} и M_1 : А – гистограммы распределения амплитуд полных перемещений, Б – гистограммы распределения угла α .

Таким образом, можно предполагать, что на временном интервале после накопления слоев, ограниченных сейсмическим горизонтом M_1 , но до накопления слоев, ограниченных сейсмическим горизонтом J_{15} произошло значительное изменение кинематических характеристик разломов, что позволяет выделить 2 этапа формирования разломов: (1) сбросовый – более ранний и отчетливо проявленный в кинематических характеристиках разломов на сейсмическом горизонте M_1 и (2) сдвиговый – более поздний, доминирующий в разрывных нарушениях на сейсмических горизонтах J_{15} , J_{14} и U_{10} . Более того, различие кинематических характеристик разрывных нарушений для сейсмического горизонта M_1 и вышележащих горизонтов подтверждается анализом сокращения поверхности сейсмических горизонтов (Москаленко, Нилов, 2014). Данный анализ основан на количественной оценке перемещения по разрывным нарушениям, где учитываются перемещения как по падению, так и по восстанию плоскости разлома с последующим расчетом суммарного горизонтального перемещения. Полученные результаты фиксируют растяжение вкрест простирания разрывных нарушений, а именно определено, что для

контакта палеозойского карбонатного фундамента и мезозойского осадочного чехла (отвечающего сейсмической границе M_1), растяжение поверхности изменяется в интервале от 0.23% до 0.81%, когда в пределах осадочного разреза (сейсмические границы J_{15} , J_{14} и U_{10}) оно значительно меньше и варьирует от 0.06% до 0.02%.

2.3.2. Ориентировка осей главных напряжений и форма стресс-эллипсоида

Результаты реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния для Арчинского объекта по каждому сейсмическому горизонту методами квазиглавных напряжений (в программном обеспечении «FaultKin») и катакластического анализа (в программном обеспечении «StressGeol») приводятся в приложениях «А» и «Б», когда в настоящей главе представлены сводные результаты выделения генераций разрывных нарушений (рис. 2.10, табл. 2.5), отвечающие этапам геодинамической модели формирования исследуемого региона. Генерации напряженно-деформированного состояния выделялись методом катакластического анализа в программе «StressGeol» и для сейсмического горизонта M_1 , приуроченного к наиболее древнему комплексу, выделено 3 генерации напряженно-деформированного состояния, тогда как для вышележащих сейсмических горизонтов J_{15} и J_{14} выделено по 2 генерации, а для горизонта U_{10} (характеризующегося наименьшим количеством дешифрируемых складчатых структур) только 1 генерация напряженно-деформированного состояния.

Первый этап характеризуется режимом горизонтального растяжения и фиксируется смещениями по разрывным нарушениям только для поверхности сейсмического горизонта M_1 . Это подтверждается ориентировкой осей главных напряжений, где ось максимального сжатия (σ_3) субвертикальна, а оси девиаторного растяжения (σ_1) и промежуточная ось (σ_2) субгоризонтальны, при этом ось девиаторного растяжения имеет северо-восточное направление. Сбросовая тектоника на данный этап времени подтверждается и расчетом в программе «StressGeol» значения геодинамического типа напряженного состояния (I), которое отвечает режиму горизонтального растяжения. Величина коэффициента Лоде-Надаи равна -0.42 и характеризует форму стресс-эллипсоида как вытянутого эллипсоида вращения (табл. 2.5).

Второй и третий этапы отвечают смещениям по разрывным нарушениям для сейсмических горизонтов J_{15} , J_{14} и U_{10} , где промежуточные оси (σ_2) субвертикальны, а оси девиаторных растяжений (σ_1) и максимального сжатия (σ_3) субгоризонтальны, что характеризует обстановку сдвига (Гзовский, 1975; Уемура, Мицутани, 1990, Fossen, 2016). Однако, для второго этапа оси максимального сжатия имеют от северо-восточной до восток-северо-восточной ориентировку, когда для третьего этапа происходит инверсия осей максимального сжатия и девиаторного растяжения, и оси максимального сжатия характеризуются от северо-северо-западной до северной ориентировками. Важно отметить, что на обстановку сдвига указывают значения геодинамического типа напряженного состояния (I), которые отвечают режиму горизонтального сдвига. Также, об этом говорит и распределение величины коэффициентов Лоде-Надаи, значения которых близки к 0 (табл. 2.5).

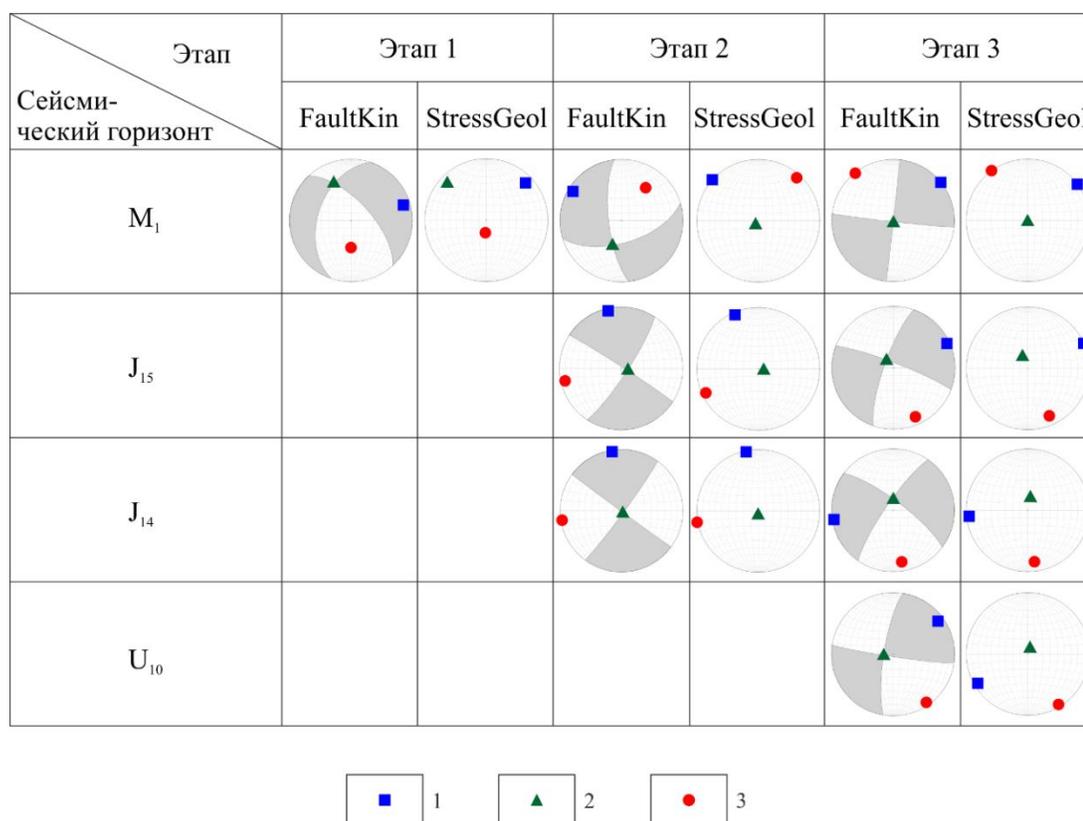


Рисунок 2.10. Ориентировка осей главных напряжений для каждого этапа эволюции разрывных нарушений по горизонтам M_1 , J_{15} , J_{14} и U_{10} . 1 – ось девиаторного растяжения (σ_1), 2 – промежуточная ось (σ_2), 3 – ось максимального сжатия (σ_3). Белое поле на стереограммах – квадрант сжатия, серое – квадрант растяжения. Сетки Шмидта, проекция нижней полусферы.

Необходимо отметить, что полученные ориентировки осей главных напряжений методом квазиглавных напряжений и катакластического анализа, в целом, согласуются между собой. Однако, для поверхности сейсмического горизонта M_1 для первого этапа деформаций они несколько различны. Так, полученные ориентировки осей растяжения отличаются примерно на 30° друг от друга, это связано, по всей видимости, относительно небольшим числом замеров векторов перемещения, характеризующиеся наилучшим качеством вхождения данных по каждому вектору перемещения в однородную выборку.

Таким образом, полученные результаты расчета параметров напряженного состояния дополняют результаты кинематического анализа и позволяют выделить на исследуемом регионе 3 этапа деформации, где наиболее древний этап характеризуется режимом горизонтального растяжения при субширотной ориентировке оси девиаторного растяжения, а более молодые этапы характеризуются режимами горизонтального сдвига сперва субширотной и затем субмеридиональной ориентировками осей максимального сжатия.

Таблица 2.5.

Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмических горизонтов M_1 , J_{15} , J_{14} и U_{10} , рассчитанных в программе «StressGeol».

Сейсмический горизонт	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)		Коэффициент Лоде-Надаи (μ_s)	Геодинамический тип напряженного состояния (I)
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения		
Этап 1								
M_1	47	11	315	13	177	73	-0,42	1
Этап 2								
M_1	312	0	222	85	42	6	-0,13	3
J_{15}	337	5	108	82	246	6	-0,26	3
J_{14}	349	5	168	85	259	0	-0,1	3
Этап 3								
M_1	54	0	270	90	324	0	-0,37	3
J_{15}	66	0	336	74	156	16	-0,05	3
J_{14}	264	6	13	72	172	17	0,04	3
U_{10}	240	6	17	82	149	6	0,01	3

2.4. Геодинамическая интерпретация полученных результатов

Проведенное исследование реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния, а также анализа кинематических характеристик разрывных нарушений, с учетом данных по стратиграфии региона, позволяют реконструировать основные тектонические события начиная с позднего палеозоя и заканчивая современным этапом развития исследуемого региона (рис. 2.11–2.14).

В позднем палеозое территория характеризуется горноскладчатым рельефом, сформированным в результате герцинской складчатости и слабым осадконакоплением, происходившим только в межгорных впадинах и прогибах (рис. 2.11а). В дальнейшем, в раннем триасе, вся территория Западной Сибири была охвачена процессами рифтогенеза (Сурков, Шацкий, 1983, Иванов и др., 2005; Филиппович, 2012), происходили быстрые и значительные прогибания (рис. 2.11б), апогеем которых послужило образование крупных разрывных нарушений (рис. 2.11в) и излияния базальтовых магм в раннем-среднем триасе (Сурков, Жеро, 1981, Иванов и др., 2005; Reichow et al., 2009; Ivanov et al., 2013).

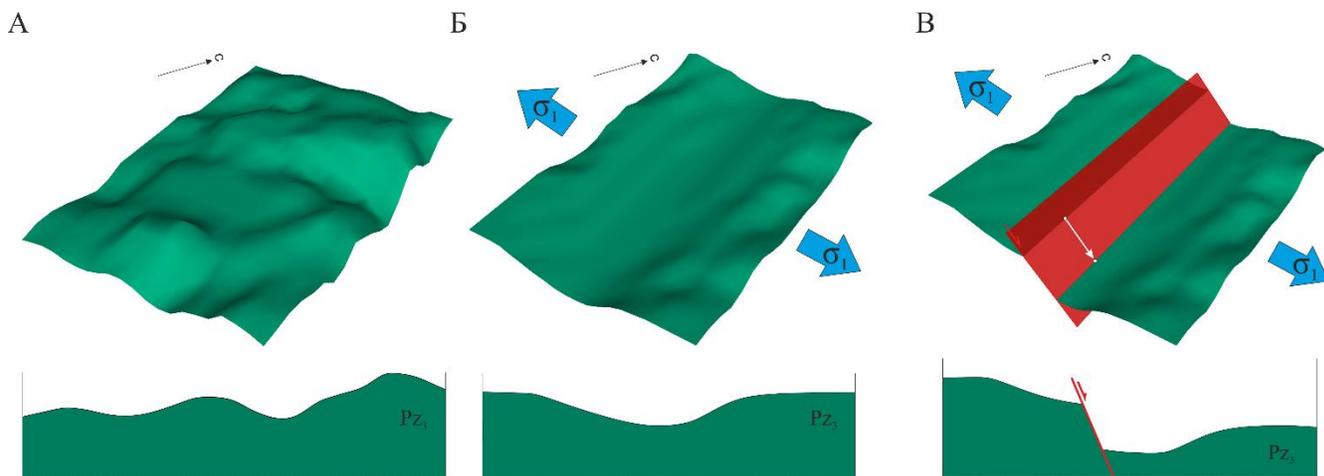


Рис. 2.11. Упрощенная модель эволюции Арчинского объекта в позднем палеозое (А), раннем триасе (Б) и раннем-среднем триасе (В). Описание в тексте.

Однако, на рубеже позднего триаса – ранней юры на территории происходил кратковременный, но интенсивный региональный подъем Западной Сибири, в результате которого поля базальтов были существенно денудированы. В отрицательные формы раннеюрского рельефа произошло переотложение кор выветривания мощностью первых

десятков метров, которым отвечает сейсмический горизонт M_1 (рис. 2.12а). В это время и фиксируются наиболее ранние тектонические события, отвечающие первому этапу деформаций на Арчинском объекте. Исходя из полученных ориентировок осей главных напряжений на данный этап времени, ориентировка рифта, вероятно, характеризовалась северо-северо-западным простиранием, что, в целом, отвечает ориентировке рифтов юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, предложенной в работе (Reichow et al. 2009). Процессы рифтогенеза отображаются в кинематике разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту M_1 , а также параметрах напряженно-деформированного состояния на данный этап времени, где ось девиаторного растяжения имеет субширотную ориентировку, а полученный геодинамический режим характеризуется режимом горизонтального растяжения.

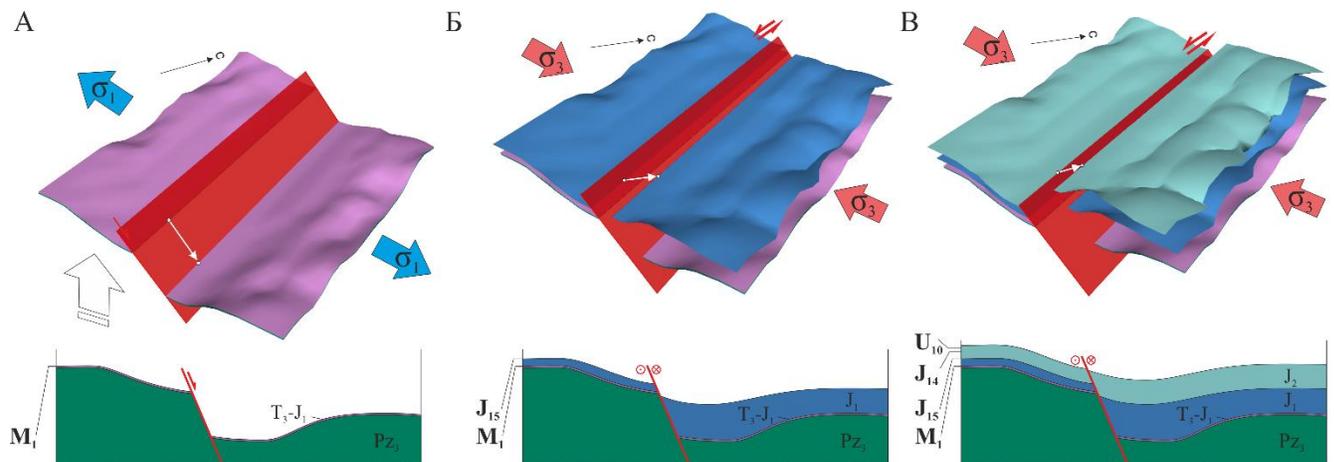


Рис. 2.12. Упрощенная модель эволюции Арчинского объекта в позднем триасе – ранней юре (А), в ранней (Б) и средней (В) юре. Описание в тексте.

Второй этап приурочен к ранней-средней юре и характеризуется реактивизацией большинства уже существующих разрывных нарушений по ослабленным зонам с преимущественно сдвиговой компонентой перемещения, что фиксируется в кинематике разломов, отвечающих сейсмическим горизонтам J_{15} , J_{14} и U_{10} (рис. 2.12б,в). Однако, не исключено формирование новых разрывных нарушений на данном этапе времени. Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния фиксирует геодинамический режим горизонтального сдвига с преобладанием субширотной ориентировки оси максимального сжатия. Смена геодинамического режима в ранней юре

на Арчинском объекте ознаменуется развитием крупных сдвигов на территории, которые, вероятно, являются отголосками второй стадии рифтогенеза и интенсивного прогибания Западной-Сибири, связанных с вращением Западно-Сибирского континента по отношению к Восточно-Европейскому, как приведено в палеогеодинамической реконструкции В.Н. Пучкова на рисунке 2.13 (Пучков, 2000).

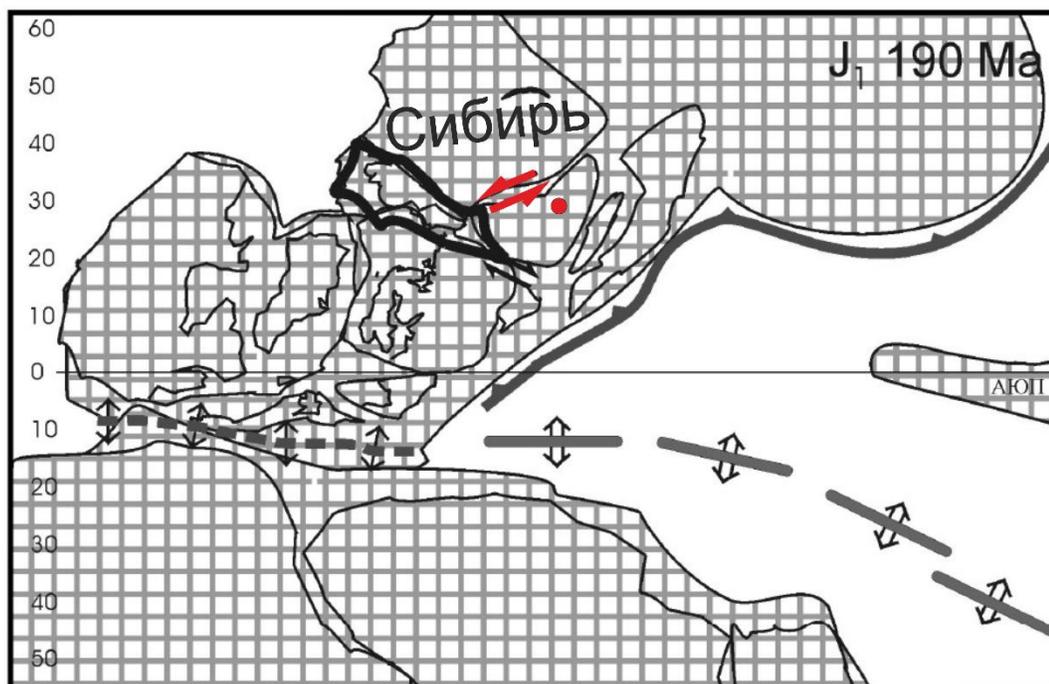


Рис. 2.13. Схематизированная глобальная палеогеодинамическая реконструкция Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов для ранней юры по В.Н. Пучкову (Пучков, 2000), красными стрелками показано действие разрывных нарушений сдвиговой тектоники. Положение объекта исследования показано красным кружком. Описание в тексте.

К поздней юре происходит затухание разрывных нарушений (рис. 2.14а) и становление платформенного режима осадконакопления, как на всей территории Западной Сибири, так и на Арчинском объекте в частности. Дальнейшее развитие разрывных нарушений на исследуемом регионе имеет дискуссионный характер. В работах (Сурков, Шацкий, 1983; Конторович и др., 2011) говорится либо о незначительной роли дизъюнктивной тектоники в неотектоническое и современное время, либо об отсутствии молодых разрывных нарушений вовсе, что, стоит отметить, представляется маловероятным. С одной стороны, все данные о кинематике разрывных нарушений на исследуемом регионе получают по результатам интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ 2Д/3Д, где относительно

небольшие подвижки по простиранию разрывных нарушений сложно расшифровываются и, как следствие, сдвиговая тектоника может оставаться слабоизученной в сейсмических комплексах, отвечающих верхней части мезозойско-кайнозойского разреза. С другой стороны, вся информация о параметрах напряженно-деформированного состояния в настоящей работе фиксируется по данным о кинематике разломов, то есть о направлении перемещений по ним. Следовательно, перемещения по разрывным нарушениям, отвечающие более молодым деформациям, должны быть проявлены в разломах на протяжении всего разреза и затушёвывать перемещения, отвечающие более древним деформациям. Эта ситуация распознается при изучении разрывных нарушений на Арчинском объекте, где сдвиговые перемещения фиксируются на каждом сейсмическом горизонте и проявлены как в кинематических характеристиках разломов, так и параметрах напряженно-деформированного состояния. В то же время, стоит отметить, что роль современной сдвиговой тектоники в осадочном чехле Западной Сибири обсуждалась в работах (Гогоненков, Тимурзиев, 2010; Тимурзиев, Гогоненков, 2012). Более того, одна из генераций разрывных нарушений, характеризующаяся режимом горизонтального сдвига, имеет субмеридиональную ориентировку оси максимального сжатия, что отвечает неотектоническому и современному этапу напряженного состояния, полученного в работах предшественников. К примеру, коллективом «ГАЗПРОМНЕФТЬ НТЦ» (Буторина и др., 2014; Главнова и др., 2015) анализировались результаты геофизического изучения скважин с применением электрических микросканеров (FMI Schlumberger), которые позволяют делать выводы о пространственном положении современной микротрещиноватости. Согласно их интерпретации данных FMI Schlumberger, современное напряженное состояние на исследуемом регионе характеризуется сжатием субгоризонтальной ориентировки и север-северо-западным простиранием. В то же время, на Урмано-Арчинском объекте (в состав которого входит исследуемый регион) проводились работы по реконструкции неотектонического и современного напряженного состояния структурно-геоморфологическим методом Л.А. Сим (Зиганшина, Сидельник, 2016). Полученные результаты фиксируют сдвиговое поле со сжатием преимущественно субмеридионального простирания, однако выделены и единичные субширотные ориентировки. Следует отметить, что авторами была проведена корреляция разломов, идентифицируемых

структурно-геоморфологическим методом и разломов, выделенных по сейсмическим данным МОВ ОГТ ЗД, где было показано, что крупные разрывные нарушения, имеющие ССЗ простирание, прослеживаются как на глубине, так и на дневной поверхности. Однако, в работах предшественников природа неотектонического и современного сдвигового напряженного состояния не рассматривалась. Тем не менее, реактивизацию разрывных нарушений в неотектоническое время можно сопоставить с активными тектоническими событиями на юге Евразийской плиты начавшихся в эоцене в результате коллизии Индостана и Евразии (Molnar, Tapponnier, 1975), которая, вероятно, могла послужить причиной возобновления сдвигов по ослабленным зонам в пределах южной части Западной Сибири. В то же время, на существование современного напряженного состояния при субмеридиональной ориентировке оси сжатия могут указывать результаты анализа горизонтального смещения земной коры ближайшего горного сооружения к южному обрамлению Западной Сибири – западной части Горного Алтая (Тимофеев и др., 2009; Тимофеев и др., 2017). По результатам экспериментальных измерений GPS с 2000 по 2012 год, коллективом А.В. Тимофеева определены скорости смещений Горной Алтая в северо-северо-западном направлении в 1.2 мм/год. Важно отметить, что современная картина смещений для территории Горного Алтая определяется, в основном, коллизией Индийской и Евроазиатской плит (De Grave et al., 2007; Тимофеев и др., 2017).

Таким образом, можно предполагать, что с поздней юры исследуемая территория характеризовалась платформенным режимом осадконакопления, однако в эоцене произошла реактивизация разрывных нарушений (рис. 2.14б) с преимущественно сдвиговой компонентой перемещения при субмеридиональной ориентировке оси максимального сжатия, которая обуславливается началом неотектонического третьего этапа деформаций, продолжающегося на Арчинском объекте по сегодняшний день.

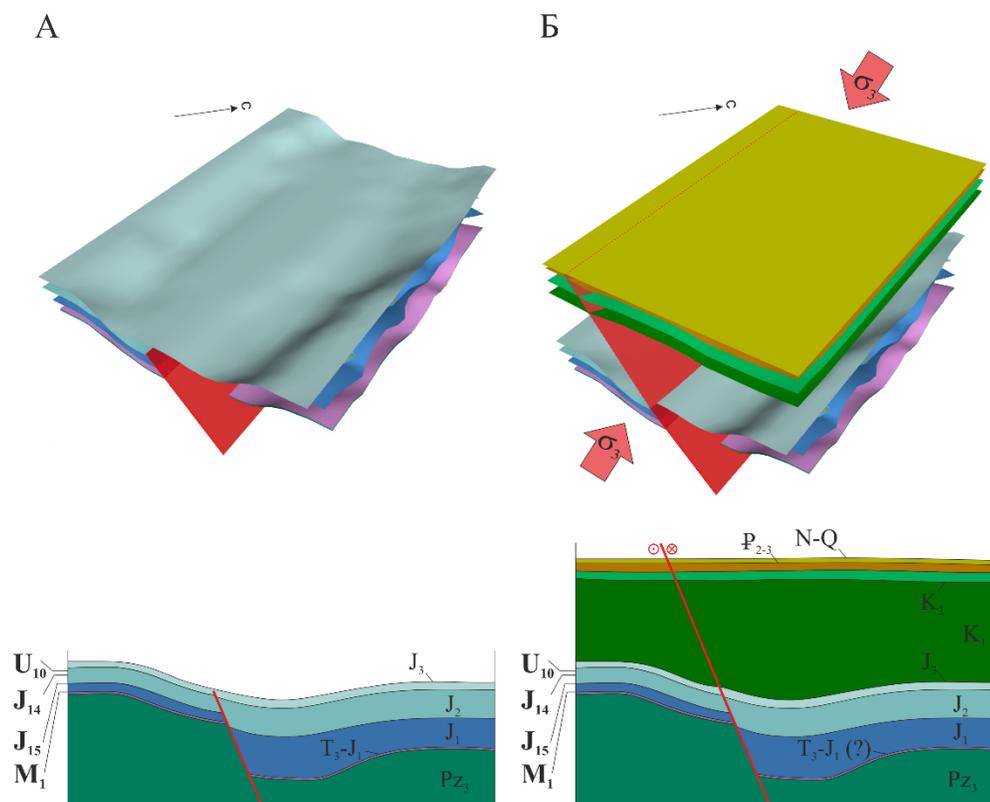


Рис. 2.14. Упрощенная модель эволюции Арчинского объекта в поздней юре (А) и на сегодняшний день (Б). Описание в тексте.

2.5. Выводы

В результате применения структурно-геологического подхода определения тектонического индикатора напряженного состояния, выделенного при анализе структурных карт сейсмических горизонтов M_1 , J_{15} , J_{14} и U_{10} на Арчинском объекте проведен анализ кинематических характеристик разрывных нарушений и произведена реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния. Создана база данных, содержащая информацию о кинематике разрывных нарушений (азимуты падения и простирания разлома и угол его падения, угол α и тип перемещения по разрывному нарушению), ориентировке векторов перемещения (азимут, угол погружения и ориентировка вектора перемещения в плоскости разлома (rake)) и величине вектора перемещения (амплитуда полного перемещения). Основные выводы сводятся к следующим пунктам:

1. установлено, что наиболее интенсивные вертикальные перемещения фиксируются для поверхности сейсмического горизонта M_1 , где для большинства разломов перемещение по падению (сбросовая кинематика) является значительным. Для разрывных нарушений, фиксируемых на поверхности отражающих горизонтов J_{15} , J_{14} и U_{10} , доминирующей компонентой перемещений является сдвиговая. Изменение кинематических характеристик разломов связывается с событием, произошедшим в раннеюрское время;
2. установлено наличие трех этапов деформаций на исследуемом регионе: (1) рифтогенез при субширотной ориентировке оси растяжения, с которым связана активизация основной части разрывных нарушений; (2) первая реактивизация разрывных нарушений с преимущественно сдвиговой компонентой перемещения при субширотной ориентировке оси максимального сжатия; (3) вторая реактивизация разрывных нарушений с преимущественно сдвиговой компонентой перемещения при субмеридиональной ориентировке оси максимального сжатия;
3. разработана модель тектонической эволюции региона с выделением рифтогенеза в раннем–среднем триасе и позднем триасе–ранней юре, сдвиговых деформаций в ранней–средней юре, неотектонических и современных сдвиговых деформации. Показано, что предлагаемая модель исследуемого региона коррелируется с общепринятыми палеогеодинамическими реконструкциями, а также работами предшественников.

На основе полученных выводов сформулировано *первое защищаемое положение*:

На юго-востоке Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты выделяется три этапа деформаций, первые два в мезозое: более древний, сбросовый, характеризующийся субширотной ориентировкой оси девиаторного растяжения и более молодой, сдвиговой, при субширотной ориентировке оси максимального сжатия; а также третий, сдвиговой неотектонический и современный этап деформаций, характеризующийся субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия.

3. ПРИМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА НА КУЮМБИНСКОМ ОБЪЕКТЕ

3.1. Структурно-геологическая позиция

Район работ принадлежит Куюмбинско-Юрубчено-Тохомской зоне нефтегазонакопления, которая находится на юго-западе Сибирской платформы, в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы и географически приурочена к среднему течению р. Подкаменная Тунгуска. Куюмбинский объект располагается на северо-востоке Байкитской антеклизы, ориентированной в северо-восточном направлении вдоль восточной границы Енисейского кряжа. С севера Байкитская антеклиза граничит с Курейской синеклизой, с востока – Катангской седловиной, с юга – Присяяно-Енисейской синеклизой (рис. 3.1). Общие сведения о глубинной структуре региона получены по результатам интерпретации крупных фрагментов трансрегиональных опорных геофизических профилей СБ-1 «Батолит» и СБ-3 «Алтай-Северная Земля». При описании структурно-геологической позиции региона автор использует геологическую интерпретацию трансектов, выполненную коллективом Геологического института РАН и ВНИИ Геосистем (Хераскова и др., 2009), а также Московского государственного университета (Фролов и др., 2013; Frolov et al., 2015). В то же время, следует отметить, что ряд исследователей (Шеин, 2006; Соборнов, 2014) придерживаются иной интерпретации геофизических данных и предполагают широкое развитие на Куюмбинском объекте пологих надвигов. Сейсмические данные, на основании которых были созданы структурные карты поверхностей сейсмических горизонтов, не подтверждают такого предположения и представленная модель строения региона в настоящей работе не рассматривается.

Платформенный разрез Куюмбинской территории характеризуется наличием двух структурных этажей – рифейского и венд-кембрийского (Конторович и др., 1996; Харахинов и др., 2011; Хабаров и др., 2002, 2011 и др). Рифейский комплекс деформирован, сложен карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, которые залегают на метаморфическом архей-нижнепротерозойском фундаменте (Харахинов и др., 2011; Харахинов, Шленкин, 2011; Фролов и др., 2013; Frolov et al., 2015), характеризуется

незначительными углами падения пород до 10° , которые лишь локально в приразломных зонах достигают $30-50^\circ$ и широким развитием разрывных нарушений с амплитудой перемещения более 1 км. Выше по разрезу с угловым несогласием залегает плитный венд-кембрийский комплекс, где венд и кембрий представлен сульфато-глинисто-карбонатными и галогенно-карбонатными комплексами пород соответственно (Мельников и др., 2005; Харахинов и др., 2011). Породы венд-кембрийского комплекса залегают субгоризонтально (углы падения не превышают $1,5^\circ$) и с отчетливым угловым несогласием в основании перекрывают различные толщи рифея и, локально, кристаллического фундамента (рис. 3.2). В настоящей работе основным объектом исследования является рифейский комплекс северного склона Байкитской антеклизы, где разрывные нарушения выше эрозионной поверхности рифея не прослеживаются (Москаленко и др., 2017).

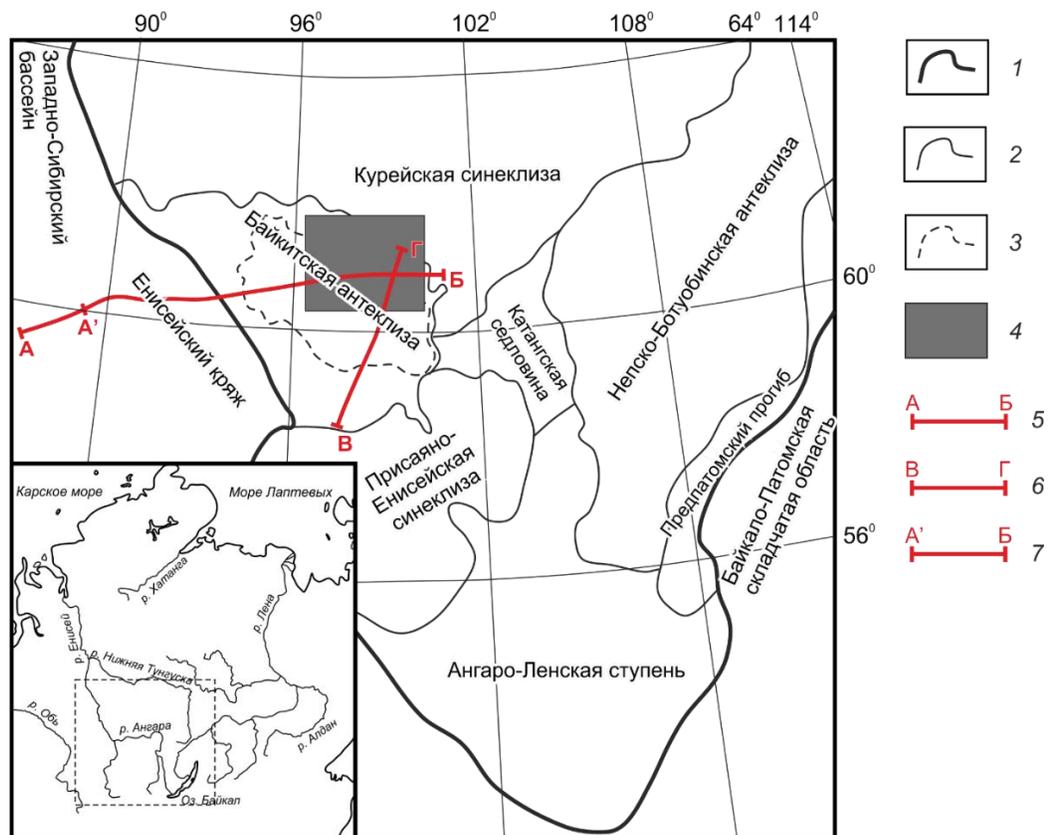


Рисунок 3.1. Тектоническая схема района работ (Хераскова и др., 2009; Frolov et al., 2005, с изменениями автора). 1 – граница Сибирской платформы, 2 – границы основных структур, 3 – граница Камовского свода, 4 – район работ, 5 – линия сейсмического профиля СБ-1 «Батолит» (Хераскова и др., 2009), 6 – линия фрагмента сейсмического профиля СБ-3 «Алтай-Северная Земля» (Хераскова и др., 2009), 7 – линия фрагмента сейсмического профиля СБ-1 «Батолит» (Фролов и др., 2013; Frolov et al., 2015).

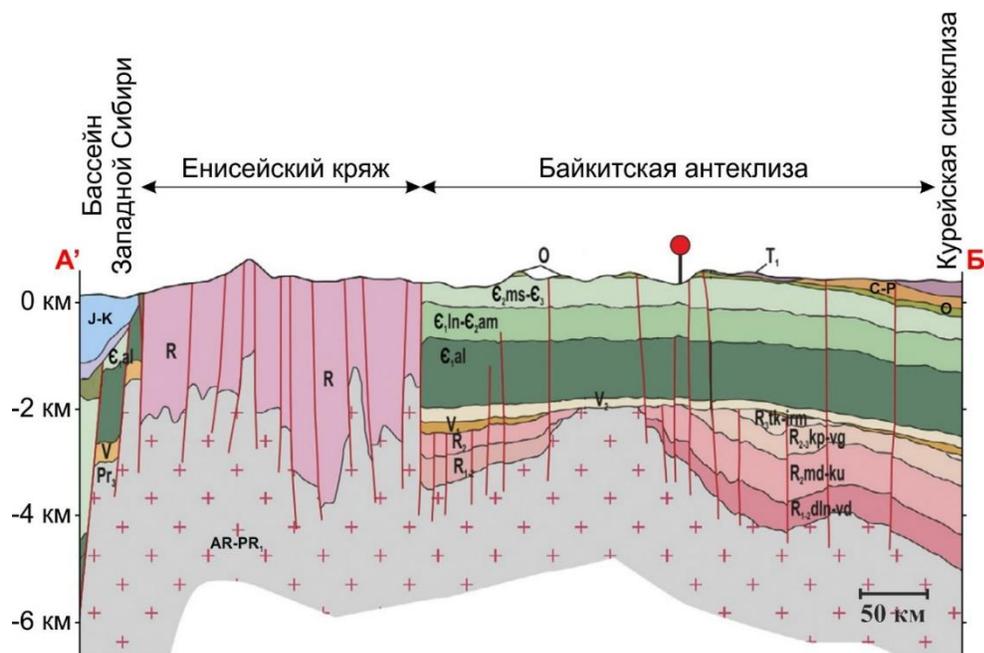


Рисунок 3.2. Геологическая интерпретация фрагмента регионального сейсмического профиля СБ-1 («Батолит»), положение линии профиля показано на рис. 3.1. Аббревиатуры рифейских толщ: $R_{1-2dln-vd}$ – делингдэкэнская (зелендуконская) – вэдрэшевская, R_{2md-ki} – мадринская – куюмбинская, $R_{2-3kr-vg}$ – копчерская – вингольдинская, $R_{3tk-irt}$ – токурская-ирэмэкэнская. Интерпретация профиля и стратиграфические разбивки рифея даны по (Фролов и др., 2013; Frolov et al, 2015). Куюмбинский объект спроецирован на геологический разрез и показан красным маркером.

Необходимо отметить, что предвенские деформации на Байкитской антеклизе автор связывает с аккреционными и коллизионными событиями, происходившими на близлежащей окраине Сибирской платформы – Енисейском кряже. В данном случае, трансформация пассивной окраины в активную произошла около 800 млн лет и, судя по возрасту коллизионных гранитов и метаморфизма, наиболее интенсивные деформации происходили около 760–750 и 685–600 млн лет (Верниковский и др., 2009, Верниковская и др., 2016). В то же время, сочленение Енисейского кряжа и Сибирской платформы плохо расшифровывается в волновой картине геофизических профилей СБ-1 «Батолит» и СБ-3 «Алтай-Северная Земля», что характерно для имеющих покровно-надвиговое строение рифейских окраин Сибирской платформы. К примеру, к данной группе структур можно отнести и рифейды Таймыра и Забайкалья (Верниковский, 1996; Хераскова, 1999). При описании структурного положения Байкитской антеклизы используется интерпретация из

работы Херасковой и др. (2009), где сочленение структур на окраине платформы рассмотрено наиболее подробно.

Байкитская антеклиза представляет собой пологую слабо асимметричную структуру северо-западного простирания (рис. 3.3, 3.4). Наиболее крупной структурой региона является Камовский свод, строение которого изменяется по простиранию от близкой к симметричной пологой антиклинали до ограниченного крутыми разломами поднятия. В центральной части Камовского свода выделяется Куюмбинский (присводовый) рифт восток-северо-восточной ориентировки и краевые Байкитский и Енгидинский выступы (плечи рифта), (Харахинов и др., 2009; Харахинов, Шленкин, 2011). Как следует из интерпретации сейсмического профиля СБ-1 «Батолит» (рис. 3.3), западный склон Байкитской антеклизы характеризуется пологим залеганием отложений нижнего-среднего рифея и отделен от Енисейского кряжа взбросом северо-западного простирания палеозойского возраста (Восточный разлом). По интерпретации фрагмента трансекта СБ-3 «Алтай-Северная Земля» (рис. 3.4) отчетливо видно, что Байкитская антеклиза с юга ограничена крупным Каменским надвигом южного азимута падения от Ангарской зоны складок, которая включена в автохтонный тип разрезов Енисейского кряжа. Важно отметить, что данный региональный надвиг возник при сжатии в байкальскую эпоху орогенеза на месте листрического сброса рифейской рифтогенной окраины Сибирского палеоконтинента (Хераскова и др., 2009). Подобная ситуация инверсии кинематических характеристик характерна для данного этапа эволюции исследуемого региона (Хераскова и др., 2009; Москаленко и др., 2017). Южный склон Байкитской антеклизы слагают отложения среднего рифея, которые характеризуются моноклинальным залеганием с небольшим погружением на юг. Строение Камовского свода изменяется по простиранию и представлено на каждом фрагменте геофизических профилей (рис. 3.3, 3.4). Северная часть свода представляет собой поднятое крыло сброса, по которому она граничит с западным склоном Байкитской антеклизы и представлена породами нижнего-среднего рифея. Юго-западная часть Камовского свода характеризуется пологой асимметричной антиклиналью сложенной средним рифеем. Северо-восточный склон Байкитской антеклизы осложнен серией разрывных нарушений, формирующих горст-грабенную структуру. В данной

области по сейсмической интерпретации отчетливо прослеживается Куюмбинский грабен, который заполнен осадками нижнего-среднего рифея, имеющих клиноформное строение и фиксирующих проградацию терригенных осадков в восточном направлении внутри грабена, что свидетельствует о существовании палеосклона. После расширения рифтового прогиба происходит расширение бассейна осадконакопления за пределы грабена, где оно прерывается на востоке горстообразным поднятием фундамента. Таким образом, восточнее данного поднятия (в районе точки пересечения профилей СБ-1 «Батолит» и СБ-3 «Алтай-Северная Земля») происходит омоложение бассейна осадконакопления, который характеризуется развитием отложений верхней части среднерифейского комплекса и нижнего венда. Как следствие изменения формы бассейна, в осадочном разрезе восточного склона Байкитской антеклизы выделяются несколько крупных сейсмических мегакомплексов, отвечающих циклам осадконакопления и фиксирующих постепенное заполнение грабенов и расширение бассейна осадконакопления за их пределы. Необходимо отметить, что осадконакопление Байкитской антеклизы в рифее происходило на склонах, проградирующих в восточном и юго-восточном направлениях (Хераскова и др., 2009).

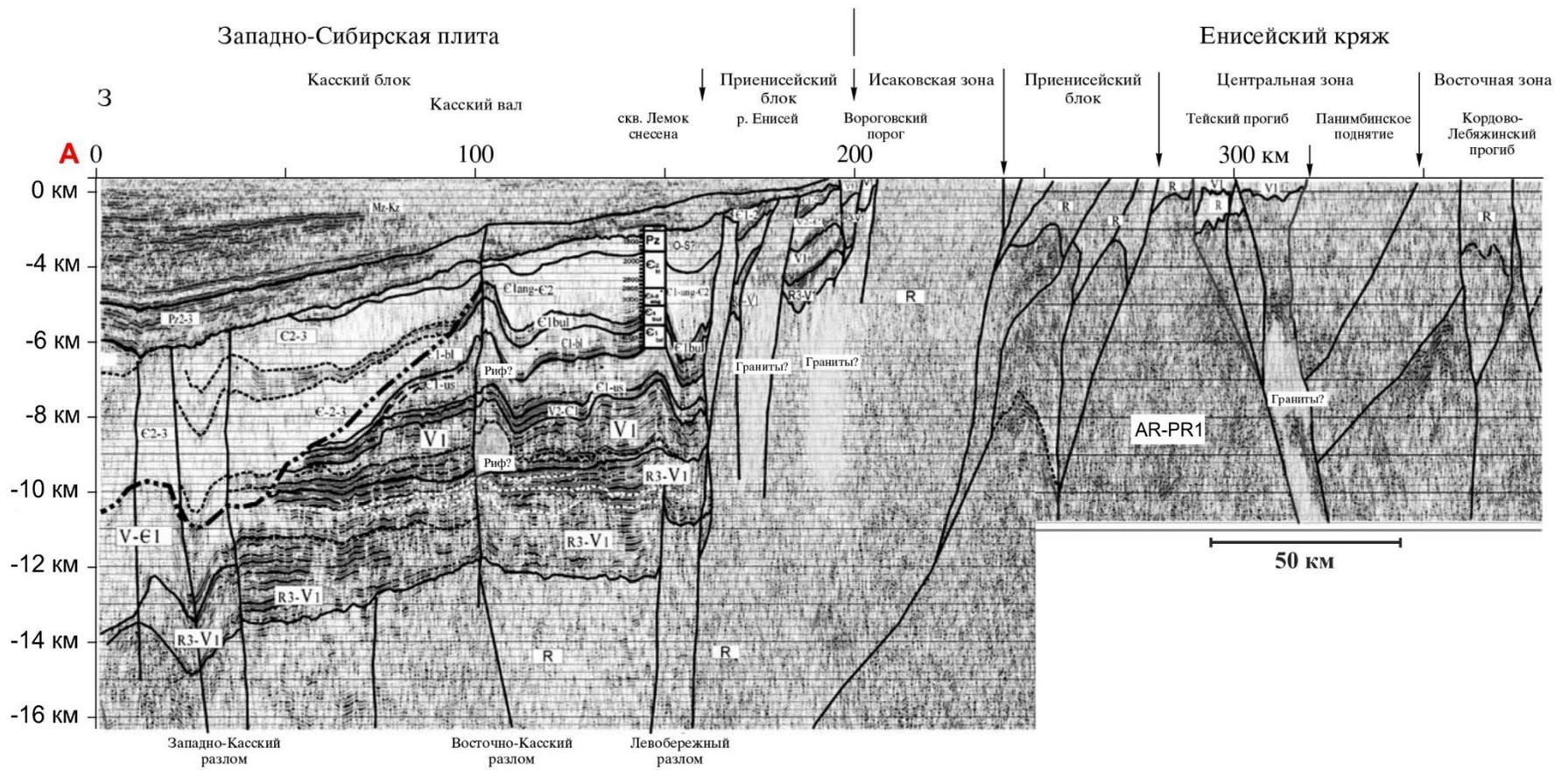


Рисунок 3.3 (начало). Интерпретация фрагмента глубинного динамического разреза СБ-1 «Батолит» (Хераскова и др., 2009). Положение линии профиля показано на рис. 3.1.

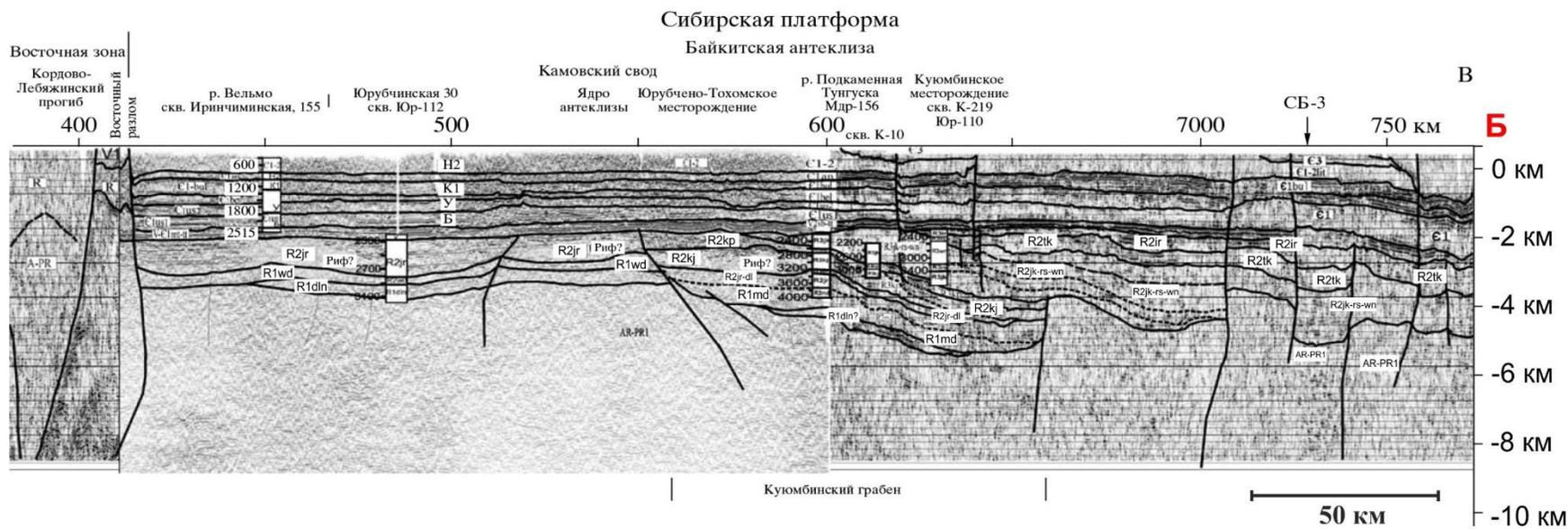


Рисунок 3.3 (окончание). Интерпретация фрагмента глубинного динамического разреза СБ-1 «Батолит» (Хераскова и др., 2009) с уточнениями автора. Аббревиатуры рифейских толщ: R1dln – делингдээнская (зелендуконская), R1wd – вэдрешевская, R1md – мадринская, R2jr-dl – юрубченская-долготинская, R2kr – копчерская, R2jk-rs-wп – юктенская, рассолкинская и вингольддинская, R2tk – токурская, R2ir – ирэмэкэнская. Положение линии профиля показано на рис. 3.1.

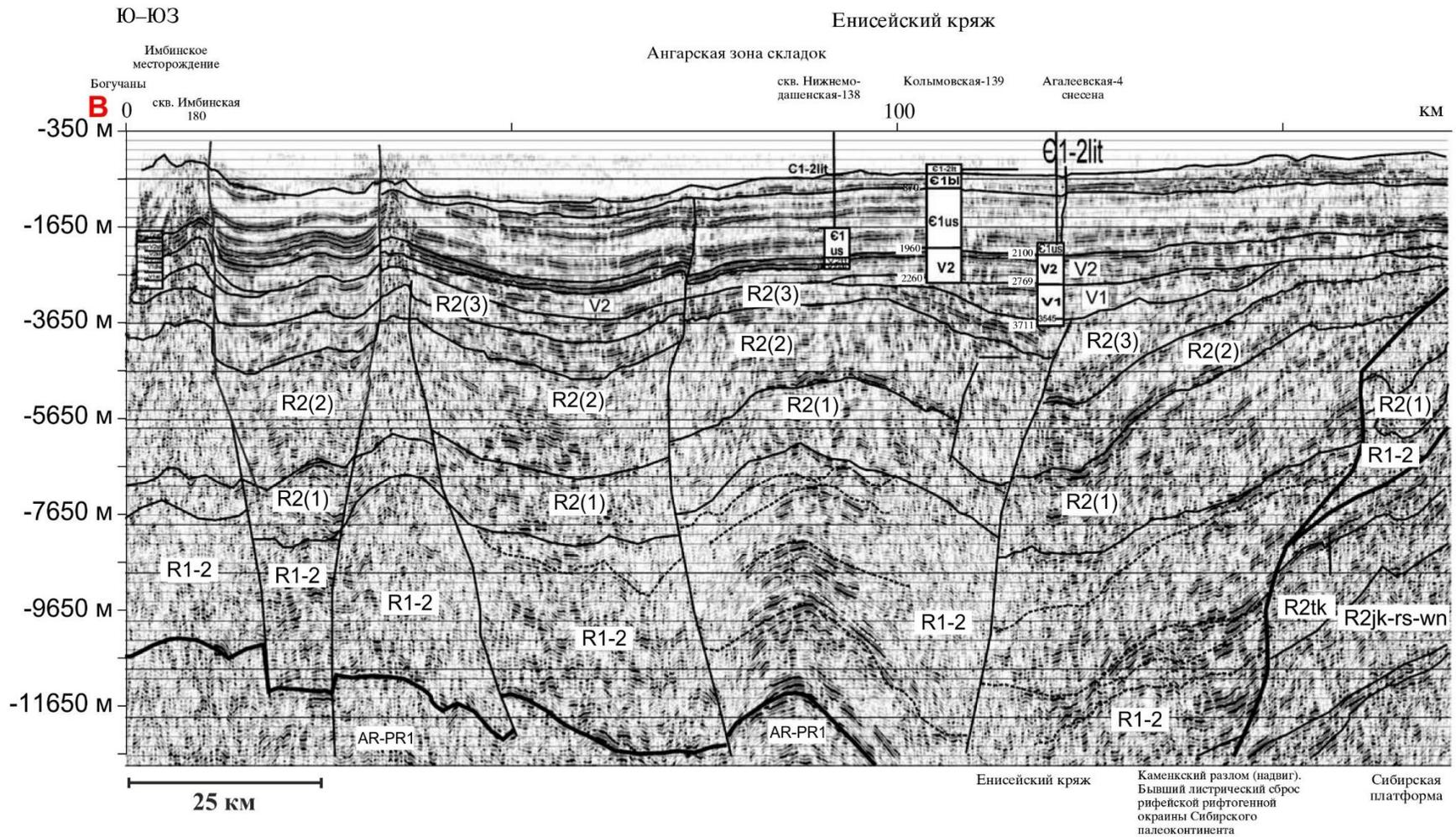


Рисунок 3.4 (начало). Интерпретация фрагмента глубинного динамического разреза СБ-3 «Алтай-Северная Земля» (Хераскова и др., 2009) с уточнениями автора. R1-2 – сухопитская серия, R2(1) – тунгусикская серия (потоскуйская подсерия), R2(2) – тунгусикская серия (гребенская подсерия), R2(3) – тунгусикская серия (киргитейская подсерия). Аббревиатуры рифейских толщ: R2jk-rs-wn – юктенская, рассолкинская и вингольдинская, R2tk – токурская. Положение линии профиля показано на рис. 3.1.

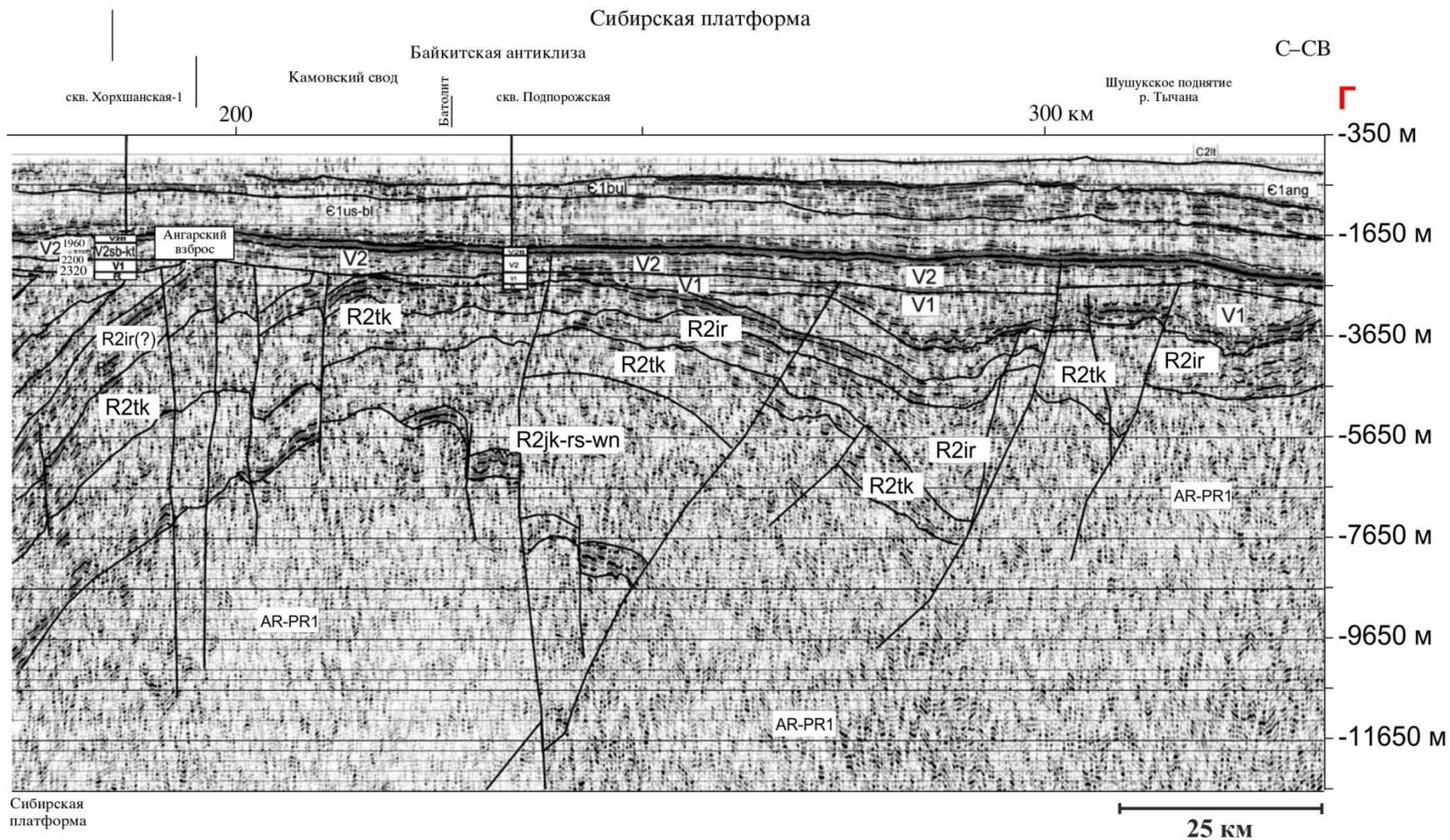


Рисунок 3.4 (окончание). Интерпретация фрагмента глубинного динамического разреза СБ-3 «Алтай-Северная Земля» (Хераскова и др., 2009) с уточнениями автора. Аббревиатуры рифейских толщ: R2jk-rs-wn – юктенская, расколкинская и вингольдинская, R2tk – токурская, R2ir – ирэмэкэнская. Положение линии профиля показано на рис. 3.1.

3.2. Стратиграфия отложений рифейского комплекса Байкитской антеклизы

Общепринятой стратиграфической схемы рифейских отложений Байкитской антеклизы на сегодняшний день не существует, это связано с тем, что (1) основанием для стратиграфического расчленения докембрийских отложений во внутренних районах Сибирской платформы, к которым относится Байкитская антеклиза, служит только керновый материал и геофизические данные (Решения..., 1983), а также (2) сложным геологическим строением исследуемого региона, где устанавливается фациальная неоднородность и изменчивость рифейских отложений по латерали (Хераскова и др., 2009; Хабаров, Вараксина, 2011). В настоящей работе приняты последние варианты схем стратиграфического расчленения рифейских отложений Байкитской антеклизы, предложенные в работах (Хабаров и др., 2002; Хабаров, Вараксина, 2011; Харахинов, Шленкин, 2011; Васильева, 2017). На рисунке 3.5 приводится стратиграфический разрез севера Байкитской антеклизы, основанный на данных схемах. Возраст разреза определяется на основании наличия силлов основного состава, рассекающих песчаники зелендуконской толщи и отнесении по изотопным характеристикам стронция и углерода карбонатной части разреза к среднему рифею (Хабаров, 2001; Хабаров и др., 2002; Хабаров, Вараксина, 2011). Синседиментационные долериты датированы $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ методом и имеют возраст около 1500 млн лет (не моложе 1430 ± 4 млн лет и не древнее 1570 ± 27 млн лет), (Хабаров и др., 2002; Харахинов, Шленкин, 2011). Среднерифейский и большая часть нижнерифейского (за исключением зелендуконской толщи) комплексов объединены в камовскую серию. Общая мощность рифейского разреза на исследуемой территории оценивается в среднем около 3,5 км. В нижней части разреза представлены преимущественно терригенные породы, в средней – карбонатные, а в верхней – глинисто-карбонатные.

В основании разреза с угловым несогласием на фундаменте залегают кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники *зелендуконской (делингдэкэнской) толщи*, реже в толще встречаются гравелиты, конгломераты и алевролиты. Мощность толщи более 200 метров. Зелендуконская толща перекрывается *вэдрэшевской толщей*, представленной аргиллитами с пакетами алевролитов, редко известняков, общей мощностью до 300 метров.

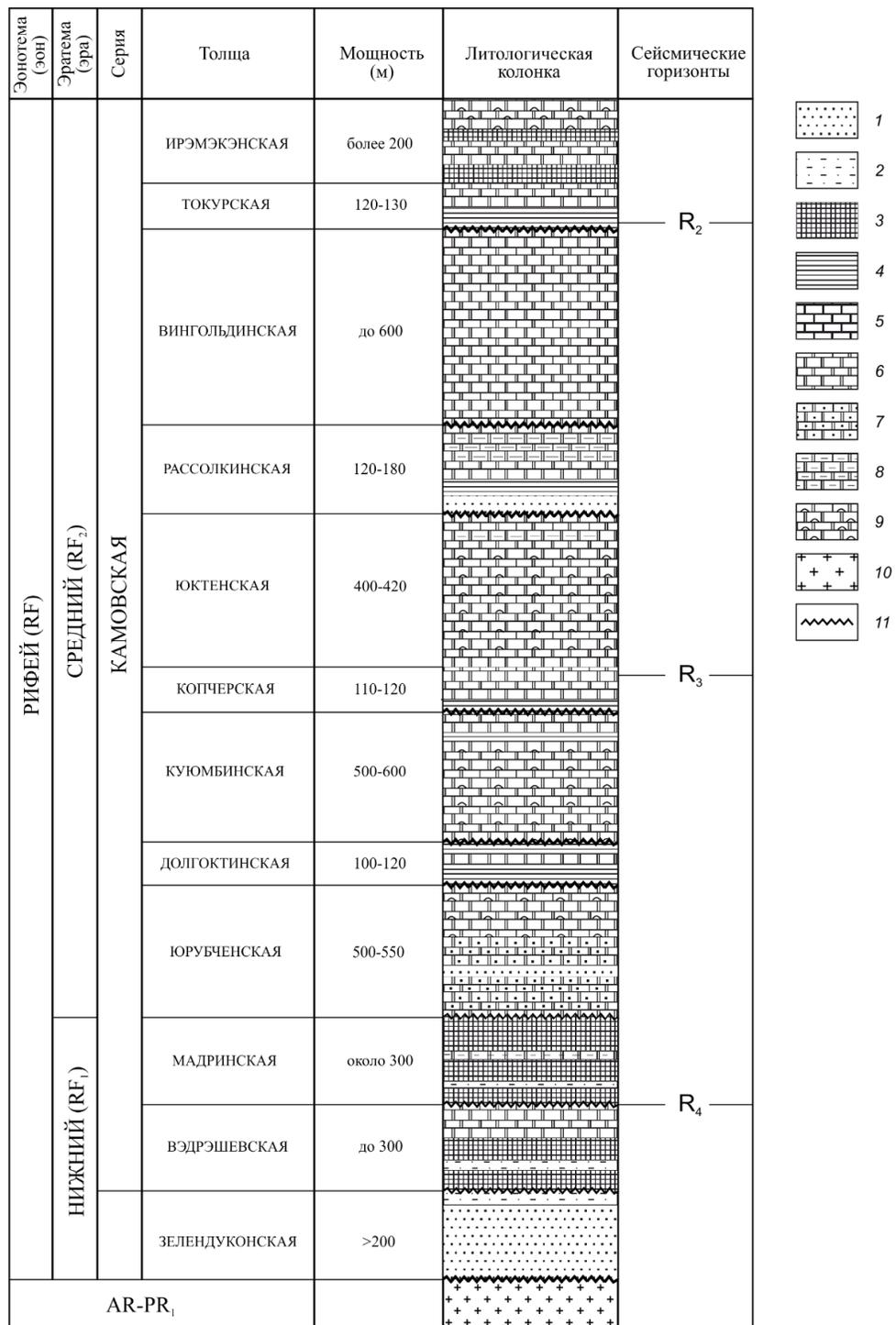


Рисунок 3.5. Стратиграфическая схема севера Байкитской антеклизы (Хабаров и др., 2002; Хабаров, Вараксина, 2011; Харахинов, Шленкин, 2011; Васильева, 2017) с дополнениями автора). 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты с повышенным содержанием органического вещества; 4 – аргиллиты; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – песчанистые доломиты; 8 – глинистые доломиты; 9 – строматолитовые доломиты; 10 – кристаллический фундамент; 11 – размывы.

Мадринская толща сложена темно-серыми аргиллитами, часто алевритистые с тонкими прослоями глинистых доломитов и алевритов, мощностью около 300 метров. *Юрубченская толща* характеризуется преимущественно карбонатным составом, сложенной в основном строматолитовыми и комковато-интракластическими доломитами со слоями кварцевых песчаников, песчаных доломитов. Мощность толщи 500-550 метров. *Долготинская толща* представлена аргиллитами и алевролитами с прослоями доломитов и песчаников мощностью 100–120 метров. Выше залегает Куюмбинская толща, в составе которой преобладают темно-серые и серые пластово-stromатолитовые доломиты с редкими прослоями алевропесчаников и аргиллитов мощностью 500-600 метров. *Копчерская толща* характеризуется развитием доломитов и темно-серых, серых аргиллитов мощностью до 110-120 метров. *Юктенская толща* представляет собой комплекс разнообразных фитогенных доломитов (stromатолитовых и онколитовых) мощностью 400-420 метров. *Рассолкинская толща* характеризуется наличием строматолитовых доломитов с пакетами аргиллитов, алевролитов и, реже, песчаников. Мощность толщи 120-180 метров. *Вингольдинская толща* сложена преимущественно строматолитовыми доломитами, причем нижняя часть представлена в основном пластово-stromатолитовыми постройками и обломочными доломитами, а верхняя – постройками столбчатых доломитов. Мощность толщи оценивается до 600 метров. *Токурская толща* сложена преимущественно зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями доломитов мощностью 120-130 метров. Завершает разрез рифея севера Байкитской антеклизы *ирэмэкэнская толща*, которая представлена строматолитовыми доломитами с горизонтами аргиллитов мощностью более 200 метров. Рифейский комплекс несогласно перекрывается венд-кембрийским комплексом, мощность которого составляет более 2 км (Мельников и др., 2005; Хераскова и др., 2009; Васильева, 2017), однако в настоящей работе данный комплекс детально не рассматривается.

Наиболее важным несогласием в разрезе осадочного комплекса, фиксирующим основную структурную перестройку в исследуемом регионе, является предвендское несогласие. Однако, наличие перерывов и несогласий в рифейском комплексе различными исследователями интерпретируется по-разному. К примеру, Н.В. Мельников с соавторами

(Мельников и др., 2005) фиксируют размывы только в нижней части зелендуконской толщи и перед юрубченской толщей, когда для остальных толщ определяют согласные границы. В работе (Харахинов, Шленкин, 2011) указаны многочисленные перерывы в осадконакоплении между рифейскими толщами: перед вздрэшевской, мадринской, внутри мадринской, перед юрубченской, долгоктинской, куюмбинской, копчерской, рассолкинской, вингольдинской и токурской толщами. Тем не менее, судя по приведенным Е.М. Хабаровым (Хабаров и др., 2002) данным, наиболее длительные перерывы в осадконакоплении (не менее 100 млн лет) приходятся на время формирования предюрубченского и предкопчерского несогласий.

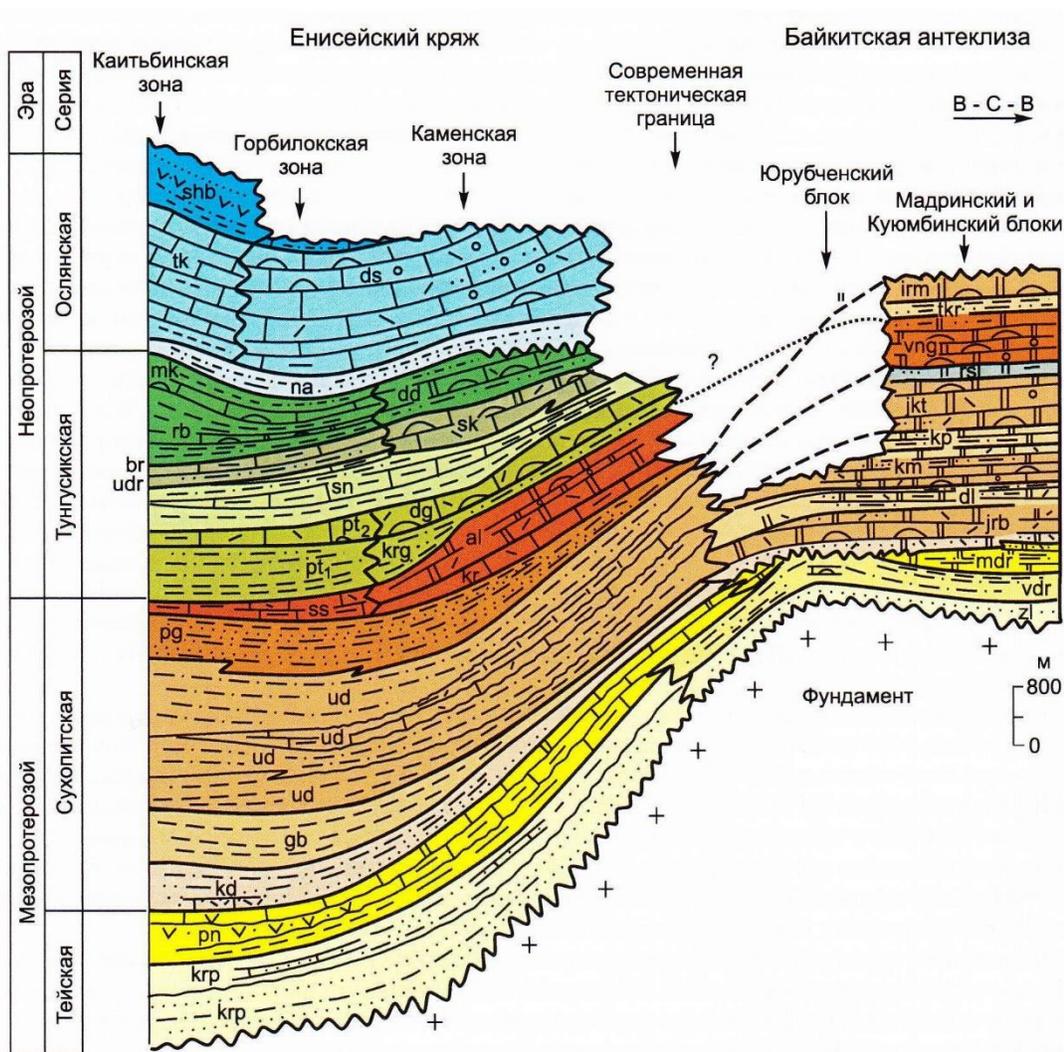


Рисунок 3.6. Стратиграфические соотношения рифейских осадочных комплексов Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы (Хабаров, Вараксина, 2009).

Корреляция рифейских отложений восточных зон Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы обоснована в работе Е.М. Хабарова и И.В. Вараксиной (Хабаров, Вараксина, 2011) и приведена на рисунке 3.6. Нижнерифейский комплекс Байкитской антеклизы соотносится с тейской серией, а среднерифейский комплекс с сухопитской серией. Необходимо отметить, что отложения верхнего рифея Байкитской антеклизы, аналоги которых широко развиты за пределами исследуемого региона в пределах Енисейского кряжа, по всей видимости, были уничтожены в ходе формирования предвендского несогласия (Харахинов, Шленкин, 2011; Васильева и др., 2017).

3.3. Результаты обработки структурных данных

Применение разрабатываемого подхода на Куюмбинском объекте проводилось при анализе структурных карт трех наиболее отчетливо выделяемых сейсмических горизонтов: R_4 (в основании мадринской толщи), R_3 (вблизи кровли копчерской толщи) и R_2 , (вблизи подошвы токурской толщи). Поверхности сейсмических горизонтов с указанием рассчитанных кинематических характеристик разломов показаны на рисунках 3.7, 3.8 и 3.9, а привязка сейсмических горизонтов к стратиграфическому разрезу приведена на рисунке 3.5. Важно отметить, что эти горизонты содержат разломы с отчетливо определяемыми кинематическими характеристиками, что необходимо для дальнейшей реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния (Москаленко и др., 2017).

3.3.1. Кинематические характеристики разрывных нарушений

По результатам анализа структурных карт сейсмических горизонтов и приуроченных к ним разломов в пределах района исследования наиболее широко развиты разрывные нарушения ВСВ-ЗЮЗ и ССЗ-ЮЮВ направлений (рис. 3.10а). Разрывные нарушения имеют как сбросовую, так и взбросовую компоненты перемещения. Сдвиговая компонента присутствует в большинстве разломов, но закономерностей в распределении лево- и правосдвиговых перемещений не прослеживается. В целом, разрывные нарушения идентифицируются как крутопадающие с углами падения поверхности сместителя от 70° до 90° , но встречаются и более пологие разломы с углами падения от 50° до 60° (рис. 3.10б).

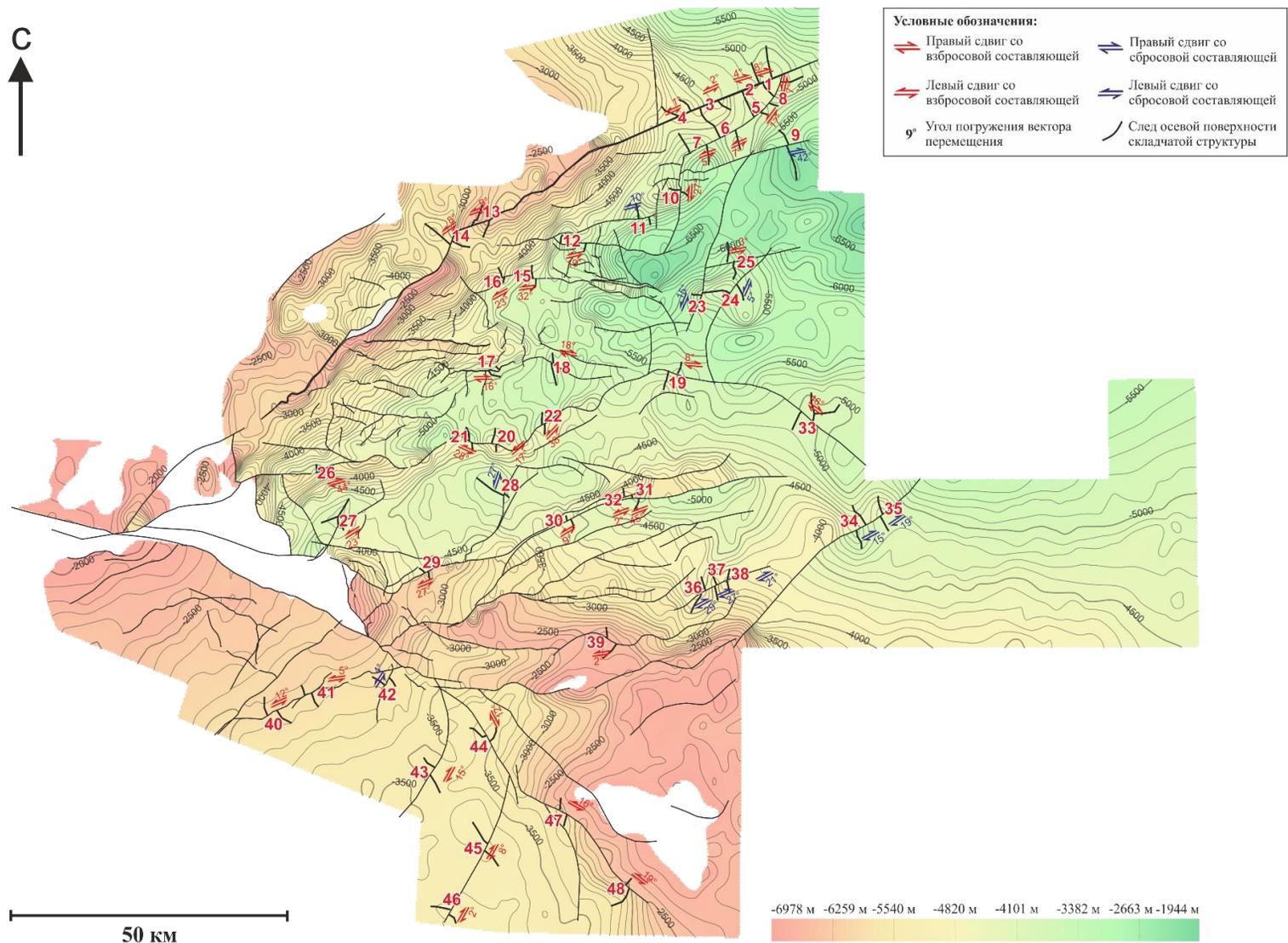


Рисунок 3.7. Карта поверхности сейсмического горизонта R_4 с указанием местоположения замера и номера вектора перемещения (красные цифры), а также кинематических характеристик разломов. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета. Шаг горизонталей равен 100 метров. Номер вектора на рисунке соответствует номеру в таблице 3.1.

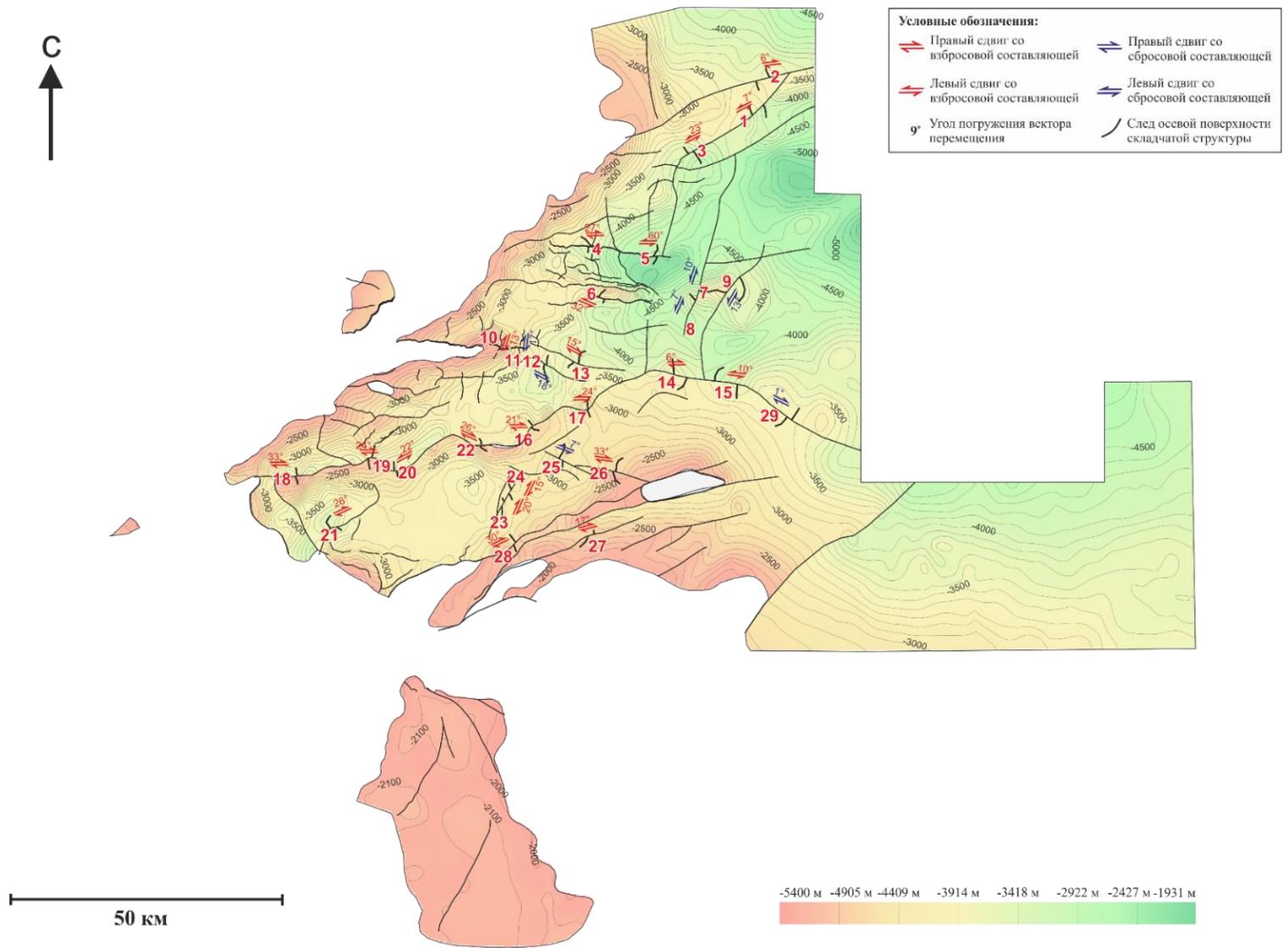


Рисунок 3.8. Карта поверхности сейсмического горизонта R_3 с указанием местоположения замера и номера вектора перемещения (красные цифры), а также кинематических характеристик разломов. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета. Шаг горизонталей равен 100 метров. Номер вектора на рисунке соответствует номеру в таблице 3.2.

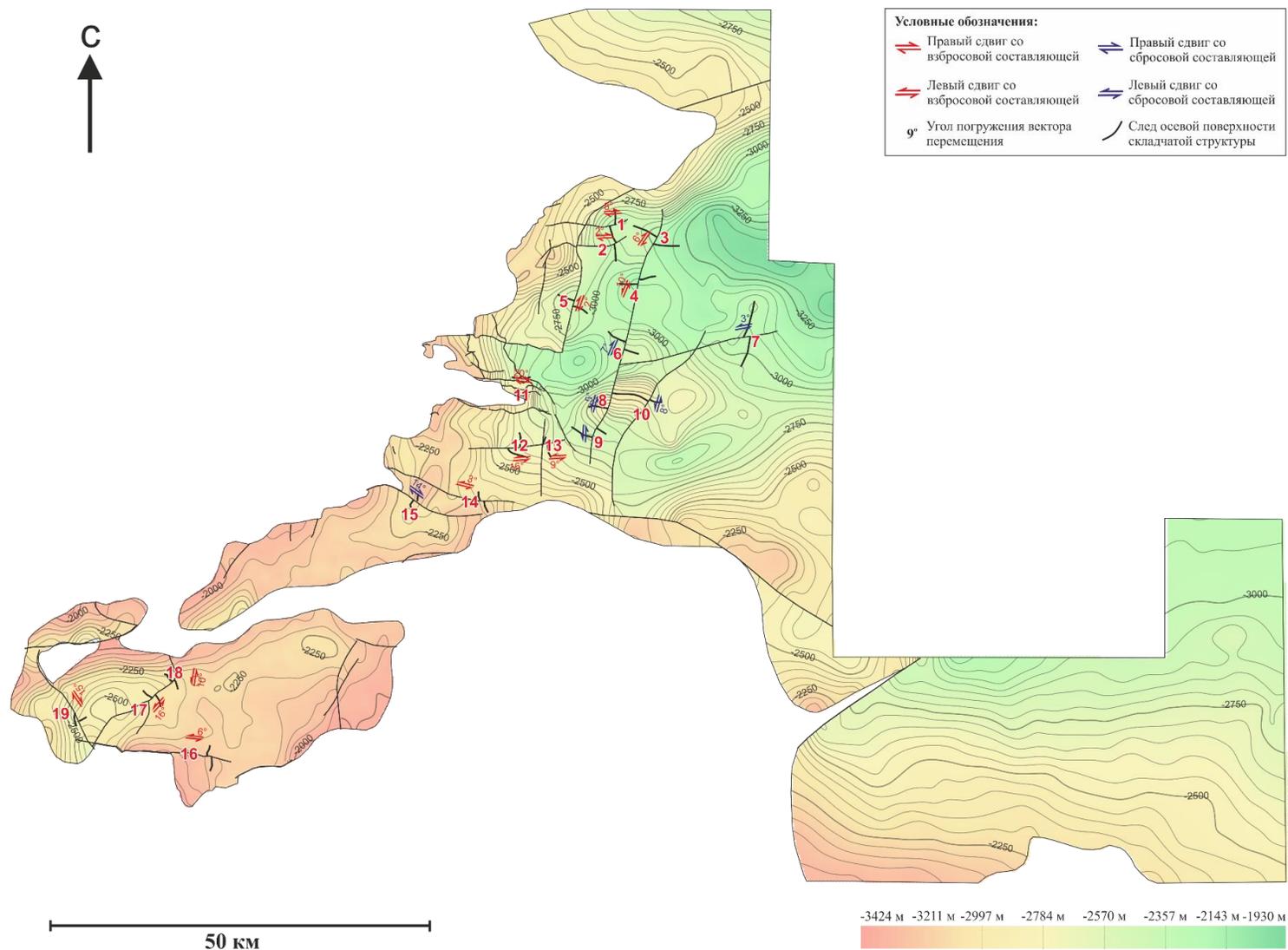
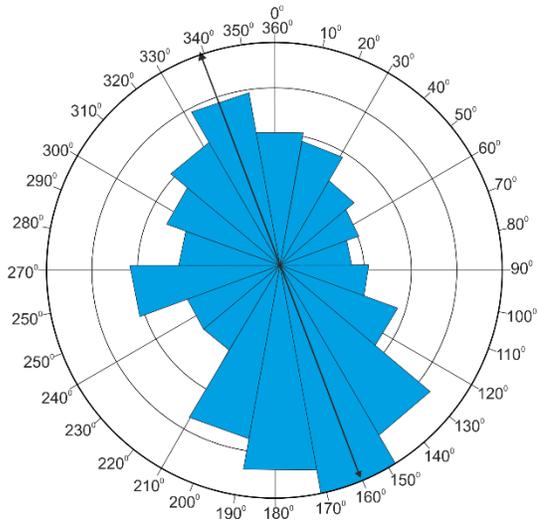


Рисунок 3.9. Карта поверхности сейсмического горизонта R_2 с указанием местоположения замера и номера вектора перемещения (красные цифры), а также кинематических характеристик разломов. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета. Шаг горизонталей равен 100 метров. Номер вектора на рисунке соответствует номеру в таблице 3.3.

А



Б

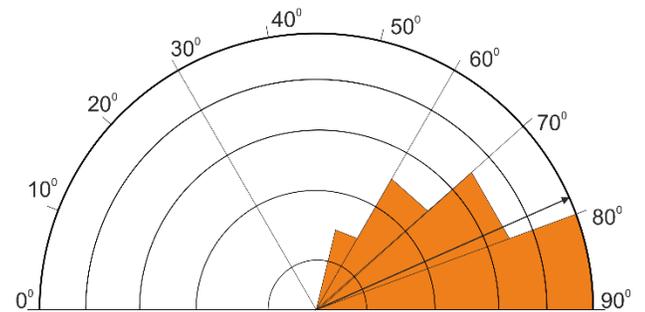


Рисунок 3.10. Роза-диаграмма азимутов падения (А) и углов падения (Б) разрывных нарушений на Куюмбинском объекте. Черной стрелкой отображено среднее значение азимутов падения и углов падения разрывных нарушений.

Результаты расчета кинематических характеристик разрывных нарушений представлены в таблицах 3.1, 3.2 и 3.3 и показывают, что число складчатых структур, по смещению которых можно произвести замер векторов перемещений, убывает вверх по разрезу. Процент отбраковки векторов перемещения для всех поверхностей сейсмических горизонтов составил не более 12%. В итоге, по разрывным нарушениям, фиксируемым на поверхности сейсмического горизонта R_4 выделено 48 замеров, R_3 – 29 замеров и R_2 – 19 замеров. Сходная тенденция фиксируется и сравнением амплитуд полных перемещений по разрывным нарушениям (рис. 3.11а), которые для сейсмического горизонта R_2 изменяются в пределах примерно от 350 м до 1730 м, тогда как для горизонтов R_3 наибольшая амплитуда перемещения составляет примерно 2640 м, а для R_4 3590 м. При всей условности расчета средних величин, средние величины полных перемещений для разрывных нарушений, фиксируемых на разных сейсмических горизонтах, составляют около 885 м для R_2 , 903 м для R_3 и 1412 м для R_4 , также указывая на увеличение амплитуд перемещений вниз по разрезу.

Таблица 3.1.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту R₄

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	66	156	61	70	8	9	171	81	TR	2541
2	66	156	61	68	4	5	175	85	TR	3588
3	66	156	61	245	2	178	2	88	TL	3434
4	66	156	61	245	1	179	1	89	TL	2961
5	222	312	82	40	17	163	17	73	TL	602
6	240	330	82	59	7	173	7	83	TL	2532
7	240	330	82	59	5	175	5	85	TL	3459
8	204	294	82	23	7	173	7	83	TL	486
9	83	173	74	248	42	135	-135	45	NR	1414
10	189	279	86	191	27	27	153	63	TR	1180
11	87	177	82	88	10	10	-10	80	NL	2070
12	57	147	74	51	19	160	20	70	TL	1640
13	70	160	53	243	9	168	12	78	TL	1588
14	12	102	58	186	8	170	10	80	TL	644
15	284	14	83	100	32	148	32	58	TL	848
16	230	320	83	47	23	157	23	67	TL	1410
17	273	3	66	280	16	17	163	73	TR	1395
18	126	216	89	103	18	18	162	72	TR	863
19	102	192	81	103	8	8	172	82	TR	1289
20	106	196	79	282	17	163	17	73	TL	974
21	94	184	71	263	28	150	31	60	TL	907
22	46	136	83	221	38	142	38	52	TL	1261
23	193	283	84	194	15	15	-15	75	NL	343

24	33	123	89	33	5	5	-5	85	NL	1105
25	78	168	89	258	3	177	3	87	TL	970
26	89	179	88	90	44	44	136	46	TR	1237
27	26	116	89	206	23	157	23	67	TL	631
28	209	299	86	211	27	27	-27	63	NL	440
29	64	154	86	242	27	153	27	63	TL	3221
30	232	322	88	52	9	171	9	81	TL	1439
31	268	358	83	81	45	135	45	45	TL	1676
32	251	341	83	71	2	178	2	88	TL	1465
33	301	31	89	302	46	46	134	44	TR	997
34	57	147	87	236	15	165	-165	75	NR	2953
35	57	147	87	235	19	160	-160	70	NR	1715
36	240	330	72	50	29	150	-150	60	NR	516
37	241	331	73	52	27	151	-151	61	NR	751
38	242	332	74	55	21	159	-159	69	NR	553
39	110	200	78	290	2	178	2	88	TL	2144
40	249	339	89	69	12	168	12	78	TL	350
41	244	334	68	61	5	175	5	85	TL	1010
42	25	115	88	25	4	4	-4	86	NL	515
43	216	306	89	216	15	15	165	75	TR	1047
44	327	57	89	327	12	12	168	78	TR	336
45	25	115	89	204	8	8	172	82	TR	728
46	30	120	89	209	2	2	178	88	TR	970
47	303	33	89	122	16	164	16	74	TL	2087
48	312	42	88	131	19	159	19	69	TL	1502

*Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1).
TL – взброс с левосдвиговой компонентой, TR – взброс с правосдвиговой компонентой, NL – сброс с левосдвиговой компонентой,
NR – сброс с правосдвиговой компонентой.*

Таблица 3.2.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту R₃

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	221	311	81	41	7	173	7	83	TL	941
2	73	163	59	76	6	7	173	83	TR	1950
3	234	324	78	139	23	156	24	66	TL	672
4	270	360	87	271	27	27	153	63	TR	631
5	298	28	88	118	60	119	61	29	TL	687
6	294	24	82	109	32	147	33	57	TL	493
7	192	282	72	192	10	10	-10	80	NL	675
8	186	276	72	188	7	7	-7	83	NL	303
9	34	124	88	34	13	13	-13	77	NL	507
10	187	277	85	188	13	13	167	77	TR	350
11	350	80	88	169	17	163	-163	73	NR	642
12	117	207	89	297	18	162	-162	72	NR	903
13	120	210	87	120	15	15	165	75	TR	566
14	103	193	80	104	6	6	172	84	TR	551
15	88	178	88	358	10	170	10	80	TL	2642
16	61	151	80	65	21	21	159	69	TR	871
17	54	144	71	225	24	155	25	65	TL	885
18	84	174	85	87	33	33	147	57	TR	1280
19	74	164	86	76	24	24	156	66	TR	1690
20	44	134	73	216	22	156	24	66	TL	1370
21	75	165	88	76	26	26	154	64	TR	649
22	95	185	72	104	26	27	153	63	TR	1302
23	31	121	73	37	20	21	159	69	TR	408

24	25	115	73	30	15	16	164	74	TR	417
25	114	204	88	114	7	7	-7	83	NL	1425
26	106	196	88	107	33	33	147	57	TR	675
27	252	342	82	254	17	17	163	73	TR	853
28	66	156	79	72	30	30	150	63	TR	382
29	301	31	89	121	1	179	-1	89	NR	1456

*Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1).
 TL – взброс с левосдвиговой компонентой, TR – взброс с правосдвиговой компонентой, NL – сброс с левосдвиговой компонентой,
 NR – сброс с правосдвиговой компонентой.*

Таблица 3.3.

Кинематические характеристики разрывных нарушений, отвечающих сейсмическому горизонту R₂

Номер замера на карте	Элементы залегания разлома			Элементы залегания вектора перемещения		Угол наклона (rake) для программы FaultKin	Угол наклона (rake) для программы StressGeol	Угол α	Тип перемещения	Амплитуда полного перемещения в метрах
	Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	Угол погружения					
1	71	161	80	72	8	8	172	82	TR	391
2	62	152	89	62	2	2	178	88	TR	1004
3	205	295	89	205	6	5	175	85	TR	1131
4	179	269	88	359	10	170	10	80	TL	349
5	196	286	80	196	2	2	178	88	TR	1613
6	193	283	85	14	7	173	-173	83	NR	893
7	76	166	89	76	3	3	-3	87	NL	923
8	192	282	72	194	5	5	-5	85	NL	1251
9	186	276	72	186	3	3	-3	87	NL	864
10	36	126	88	36	8	8	-8	82	NL	1729
11	89	179	86	90	20	20	160	70	TR	955
12	80	170	83	258	16	164	16	74	TL	581
13	80	170	83	259	9	171	9	81	TL	882
14	103	193	88	283	3	177	9	87	TL	1110
15	124	214	87	305	14	166	-166	76	NR	487
16	73	163	87	253	6	174	6	84	TL	923
17	42	132	89	222	16	164	16	74	TL	501
18	61	151	89	241	10	169	11	79	TL	442
19	332	62	86	333	15	15	165	75	TR	792

Примечание. Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома (см. рис. 1.1). TL – взброс с левосдвиговой компонентой, TR – взброс с правосдвиговой компонентой, NL – сброс с левосдвиговой компонентой, NR – сброс с правосдвиговой компонентой.

В то же время, на основе данных по распределению угла α в плоскости разлома на сейсмических горизонтах R_2 , R_3 и R_4 (рис. 3.11б), возможно установить два этапа формирования разрывных нарушений. Для всех разломов, кроме одного разлома на горизонте R_3 и одного разлома на горизонте R_4 , преобладает сдвиговая компонента, но количественное соотношение между сдвиговой и ориентированной по падению/восстанию плоскости разлома компонентами, фиксируемое на разных сейсмических горизонтах, существенно различное. Для разломов, фиксируемых на сейсмических горизонтах R_3 и R_4 , взбросовая компонента довольно значительна, тогда как для разломов, фиксируемых на горизонте R_2 , сдвиговая компонента доминирует и для большинства разломов ориентировка вектора перемещения в плоскости разлома отличается от горизонтальной линии менее чем на 10° .

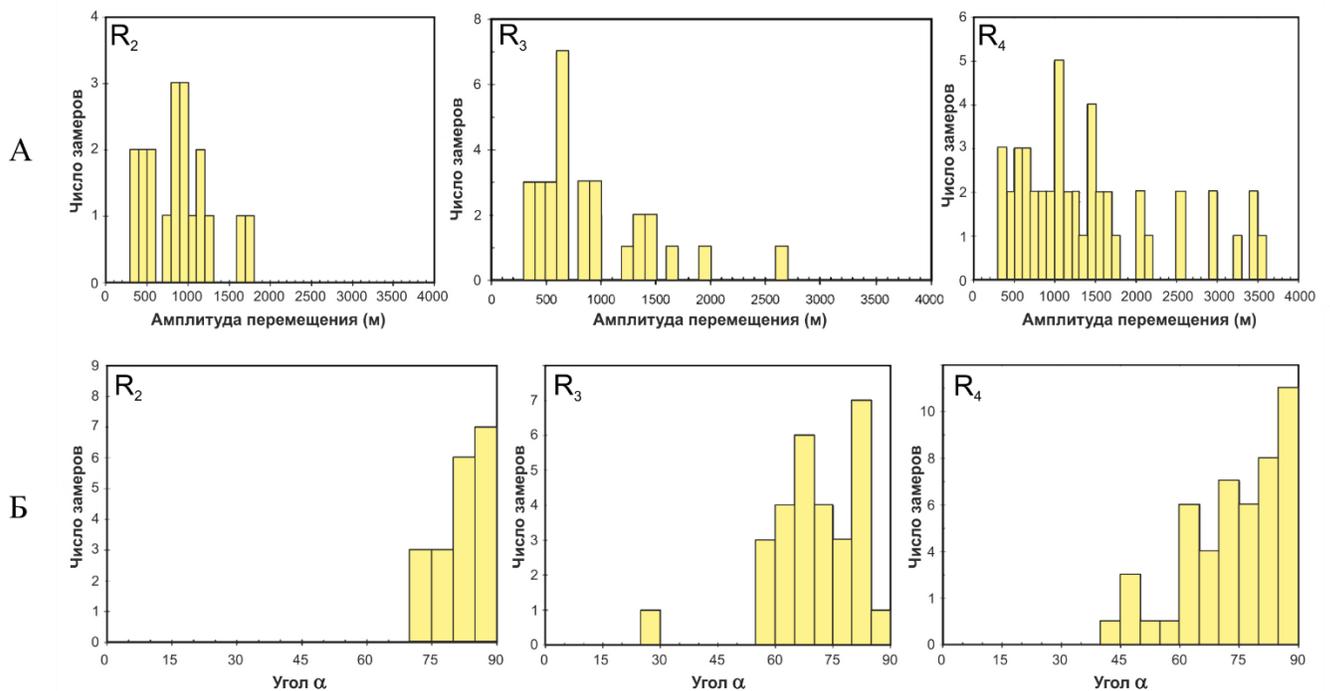


Рисунок 3.11. Характеристики векторов перемещений по горизонтам R_4 , R_3 и R_2 : А–гистограммы распределения амплитуд полных перемещений, Б–гистограммы распределения угла α .

Таким образом, на временном интервале после накопления слоев, ограниченных сейсмическим горизонтом R_3 , но до накопления слоев, ограниченных сейсмическим горизонтом R_2 , произошло значительное изменение кинематических характеристик

разломов, что позволяет выделить 2 стадии формирования разрывных нарушений: (1) преимущественно взбросо-сдвиговая – более ранняя и отчетливо проявленная в кинематических характеристиках разломов на сейсмических горизонтах R_3 и R_4 , и (2) сдвиговая – более поздняя, доминирующая в разрывных нарушениях на сейсмическом горизонте R_2 . Следует отметить, что средние полные амплитуды перемещений по разломам для горизонтов R_3 и R_2 близки друг к другу (885 и 903 м соответственно), что свидетельствует о том, что наиболее интенсивные деформации происходили после формирования пород, ограниченных горизонтам R_2 , тогда как установленное более раннее тектоническое событие нашло отражение только в небольших взбросовых и/или сбросовых подвижках по разрывным нарушениям. С учетом заметного преобладания взбросов (75%) над сбросами (25%), установленное тектоническое событие было, скорее всего, связано с деформациями сжатия.

3.3.2. Ориентировка осей главных напряжений и форма стресс-эллипсоида

Результаты реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния на Куюмбинском объекте по каждому сейсмическому горизонту методами квазиглавных напряжений (в программном обеспечении «FaultKin») и катакластического анализа (в программном обеспечении «StressGeol») приводятся в приложениях «В» и «Г», тогда как сводные результаты представлены на рисунке 3.12 и таблице 3.4.

Как показала обработка данных с помощью программы «StressGeol», для всех разломов, установленных на сейсмических горизонтах R_2 , R_3 и R_4 , выделяются 2 генерации напряженно-деформированного состояния, отвечающие этапам формирования разрывных нарушений. Первый этап представлен схожей ориентировкой осей главных напряжений для всех сейсмических горизонтов с осью максимального сжатия, характеризующейся субгоризонтальным залеганием и субмеридиональной ориентировкой на горизонтах R_3 и R_4 , и север-северо-восточной ориентировкой на горизонте R_2 . Ось девиаторного растяжения также субгоризонтальна и ориентирована перпендикулярно оси максимального сжатия. Второй этап формирования разрывных нарушений для всех сейсмических горизонтов также характеризуется субгоризонтальным залеганием осей наибольшего сжатия и девиаторного растяжения, но с инверсией их ориентировок для сейсмических

горизонтов R_2 и R_4 , а также инверсией и небольшим разворотом для горизонта R_3 (рис. 3.12).

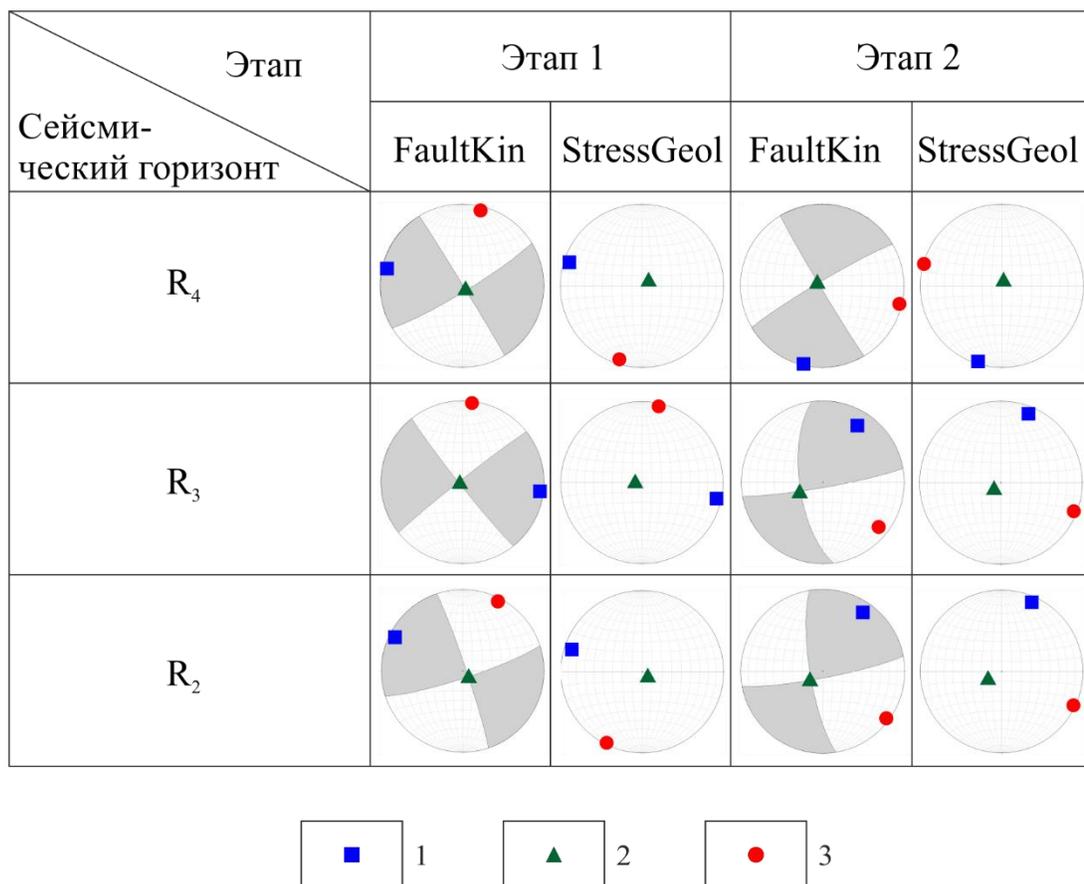


Рисунок 3.12. Ориентировка осей главных напряжений для каждого этапа эволюции разрывных нарушений Куломбинского объекта по горизонтам R_4 , R_3 и R_2 . 1 – ось девиаторного растяжения (σ_1), 2 – промежуточная ось (σ_2), 3 – ось максимального сжатия (σ_3). Белое поле на стереограммах – квадрант сжатия, серое – квадрант растяжения. Сетки Шмидта, проекция нижней полусферы.

Следовательно, на поверхностях всех сейсмических горизонтов оси главных напряжений имеют схожую ориентировку для каждого этапа, где промежуточные оси (σ_2) субвертикальны, а оси девиаторных растяжений (σ_1) и максимального сжатия (σ_3) субгоризонтальны, что характеризует обстановку сдвига. Необходимо отметить, что полученные результаты расчета ориентировок осей главных напряжений различными методами (квазиглавных напряжений в программе «FaultKin» и катакластического анализа в программе «StressGeol») коррелируются между собой (см. рис. 3.12). В то же время, на обстановку горизонтального сдвига указывают и значения геодинамического типа

напряженного состояния (I), рассчитанные в программе «StressGeol». Величины коэффициента Лоде-Надаи близки к 0, что определяет вид тензора напряжений как чистый сдвиг (табл. 3.4).

Таблица 3.4.
Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмических горизонтов R₂, R₃ и R₄, рассчитанных в программе «StressGeol».

Сейсмический горизонт	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)		Коэффициент Лоде-Надаи (μ_s)	Геодинамический тип напряженного состояния (I)
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения		
Этап 1								
R ₄	288	6	64	82	198	6	0,09	3
R ₃	102	6	282	84	12	0	0,16	3
R ₂	288	11	108	79	198	0	0	3
Этап 2								
R ₄	197	6	18	85	287	0	-0,07	3
R ₃	22	10	233	78	113	6	0,05	3
R ₂	24	5	204	85	114	0	-0,05	3

Таким образом, в предвендское время выделяется два этапа деформаций, где первый этап характеризуется субмеридиональной осью максимального сжатия, а второй – запад-северо-западной осью максимального сжатия.

3.4. Геодинамическая интерпретация полученных результатов

Проведенное исследование напряженно-деформированного состояния, с учетом данных по стратиграфии региона, позволяет реконструировать основные тектонические события довендской эволюции региона (рис. 3.13).

Наиболее раннее тектоническое событие связано с заложением Куюмбинского рифта и связанного с ним рифейского прогиба (рис. 3.13а). Этому этапу отвечает внедрение силлов с возрастными, определенными ⁴⁰Ar–³⁹Ar методом и варьирующими от 1430 ± 4 до 1570 ± 27 млн лет (Хабаров и др., 2002; Харахинов, Шленкин, 2011). Среди осадков преобладают

песчаники и обогащенные органикой аргиллиты зелендуконской, вэрдшевской и мадринской толщ (см. рис. 3.5), что типично для осадочных бассейнов рифтов (Худолей, 2004). В это время происходит заложение каркаса разломов, во многом контролировавшего дальнейшую эволюцию региона. Основные разломы имеют северо-восточную до субширотной ориентировку (Харахинов, Шленкин, 2011).

Следующая после рифтогенеза стадия развития охватывает значительную часть среднего рифея и характеризуется преимущественно карбонатным осадконакоплением, свидетельствующим о сравнительно спокойных тектонических обстановках, что подтверждается сходством кинематических характеристик разломов, выделяемых на сейсмических горизонтах R_3 и R_4 . Происходит расширение бассейна осадконакопления за пределы грабенов, он постепенно проградирует в восточном и юго-восточном направлениях. Проградация обуславливается периодическим воздыманием территории (в частности, Камовского блока), а ее направление определяется процессами формирования рифейских континентальных окраин Сибирского континента, сперва в районе Енисейского кряжа, а после на территории Байкитской антеклизы (Хераскова и др., 2009). Спокойное развитие осадочного бассейна прерывается кратковременной фазой деформаций с формированием малоамплитудных разломов (рис. 3.13б), о чем свидетельствует разница в кинематике разломов на горизонтах R_3 и R_4 и горизонте R_2 (см. рис. 3.11). Широкое развитие среди этих разломов взбросов свидетельствует, что сформировавшиеся на этапе рифтогенеза большинство сбросов претерпели инверсию. В осадочной летописи этому событию отвечает предвингольдинский размыв. Согласно корреляции, предложенной Е.М. Хабаровым (Хабаров, 2011; Хабаров и др., 2002), его возраст колеблется в пределах 1080–1000 млн лет и заметно древнее тектонических событий, установленных на Енисейском кряже, а его геодинамическая природа остается дискуссионной.

Наиболее интенсивные тектонические события на исследуемой территории происходили после накопления пород рифейского возраста (см. рис. 3.5), но до начала накопления осадочных пород венда. В это время происходит становление основных структурных элементов, наблюдаемых на предвендской поверхности и, в частности, на поверхностях сейсмических горизонтов R_2 , R_3 и R_4 . Как следует из приведенного выше анализа, в

предвендском тектоническом событии выделяются два этапа формирования сдвигов (рис. 3.13в,г). Первый этап деформаций характеризуется субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия (рис. 3.13в), а второй – субширотной (рис. 3.13г). Стоит отметить, что инверсия осей главных напряжений должна сопровождаться сменой направления перемещения по простиранию поверхностей разрывных нарушений, однако в настоящей работе закономерностей в распределении лево- и правосдвиговых перемещений не прослеживается. В каждом этапе деформаций доминирующая роль принадлежит сдвиговой тектонике (см. рис. 3.12, табл. 3.4), хотя, как видно из анализа кинематических характеристик разрывных нарушений, присутствует и взбросовая компонента, вероятно указывающая на продолжающуюся инверсию более древних сбросов.

Возраст полученных этапов деформаций не установлен, однако можно предполагать, что первый этап предвендских деформаций в рассматриваемом регионе происходил после тектонических событий на Енисейском кряже, связанных с формированием складчато-надвиговой структуры, которые определяются внедрением коллизионных гранитов аяхтинского комплекса, имеющие возраст около 760–750 млн лет (Верниковский и др., 1994; Верниковская 2005). Второй этап предвендских деформаций может соответствовать завершающим стадиям развития активной окраины, которым отвечает, в частности, метаморфизм офиолитов и островодужных вулканитов Исаковского офиолитового комплекса возраста около 685–600 млн лет (Верниковский и др., 1994; Хераскова и др., 2009).

Причина инверсии ориентировок осей главных напряжений в рассматриваемом регионе не установлена. Аналогичные инверсии поля напряжений со сменой направления перемещения по сдвигам на противоположное были задокументированы в различных регионах (Морозов, 2004; Сычев, Куликова, 2012; Вержбицкий и др., 2015; Khudoley, Sokolov, 1998; Alexeiev et al., 2009; Xu et al., 2016 и др.). Обычно инверсия поля напряжений связывается с изменением кинематики плит, но имеющиеся палеомагнитные данные (Верниковский и др., 2009; Павлов и др., 2015) неоднозначны и не позволяют сделать определенных выводов о кинематике Сибирской платформы во время существования на ее юго-западе (в современных координатах) активной окраины в

интервале примерно от 900 до 600 млн лет. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что оба этапа деформаций в рассматриваемом регионе характеризуются сдвиговой обстановкой, тогда как роль сдвигов в тектонике Енисейского края остается слабо изученной.

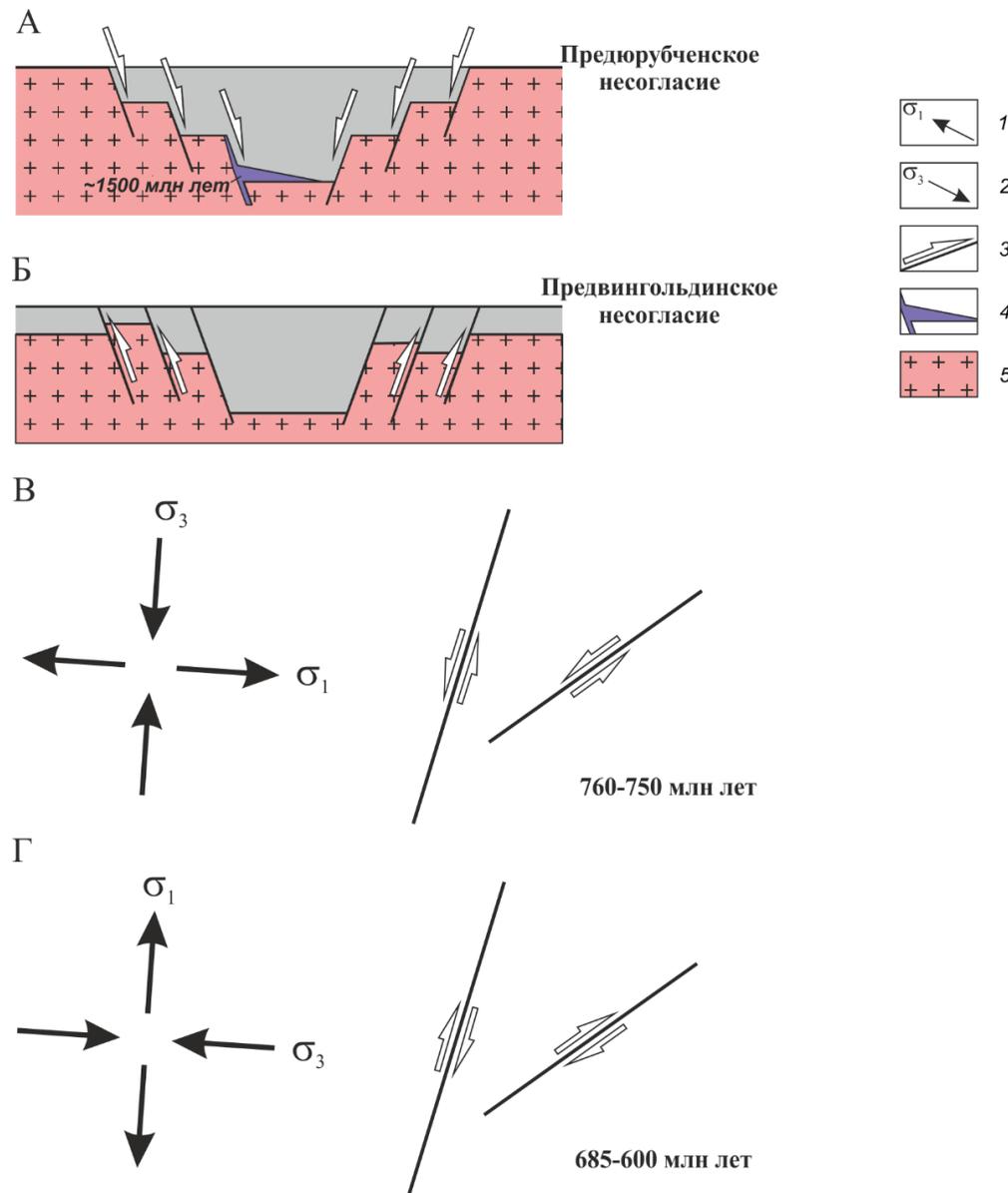


Рисунок 3.13. Тектоническая эволюция северного склона Байкитской антеклизы. А – зарождение рифта, Б – инверсия перемещений по разломам в предвингольдинское время, В – первый этап предвендских деформаций, Г – второй этап предвендских деформаций. 1 – ось девиаторного растяжения (σ_1); 2 – ось максимального сжатия (σ_3); 3 – направление перемещения по разрывным нарушениям; 4 – интрузии основного состава с возрастом около 1500 млн лет; 5 – фундамент Сибирской платформы. Описание в тексте.

3.5. Предварительная оценка интенсивности трещиноватости карбонатных пород

Исследуемая территория на севере Байкитской антеклизы отвечает Куюмбинскому месторождению нефти Куюмбинско-Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления. Вопрос об условиях формирования коллекторов на объекте является дискуссионным, однако в настоящей работе принята модель трещиноватого и трещиновато-кавернозного типов коллекторов (Конторович и др., 1996, Харахинов, Шленкин, 2011), связанных с развитием разрывных нарушений. В основном, залежи углеводородов сосредоточены не глубже 200 метров от предвентского несогласия на глубинах от поверхности Земли в среднем до 2300 метров и приурочены к трещинам и кавернам низкопористых доломитов среднерифейского возраста. Региональным флюидоупором служат сульфато-глинисто-карбонатные породы вендского возраста и галогенно-карбонатные породы усольской свиты нижнего кембрия (Харахинов, Шленкин, 2011). Трещиноватость играет важную роль при формировании коллекторских свойств рифейских отложений, так как именно по трещинам происходила миграция минерализованных растворов, которые способствуют выщелачиванию и окремнению пород, что является важным аспектом при фильтрации углеводородов (Багринцева и др., 2015).

Карбонатные породы с низкой пористостью могут служить коллекторами промышленного значения при наличии в них открытых трещин. Таким образом, оценка интенсивности трещиноватости низкопористых карбонатных пород является важной задачей при поисково-разведочных работах. На сегодняшний день наиболее эффективно изучить микротрещиноватость горных пород в скважинах позволяют геофизические методы, в частности с применением электрических и акустических микросканеров. Принцип работы микросканеров основывается на выделении акустических аномалий и аномалий электропроводимости, которые создаются неровностями на поверхности стенок скважин, такими как трещины, каверны, техногенные разрушения ствола скважины при бурении. Результаты обработки полученных данных позволяют получать ориентированные по сторонам света развернутые изображения стенок скважин, где непрерывные последовательности аномалий в виде синусоидальных форм интерпретируются как трещины. При высокой разрешающей способности микросканеров возможно выделять

открытые трещины шириной более 1 мм. Стоит отметить, что современные приборы решают данную задачу и позволяют выделять неоднородности ~1 мм для электрических (FMI Schlumberger) и ~5 мм для акустических (UBI Schlumberger) аномалий (Zoback, 2010; Харахинов, Шленкин, 2011).

В настоящей работе представлен иной подход к прогнозу интенсивности трещиноватости горных пород, который основывается на результатах расчета параметров напряженно-деформированного состояния по сейсмическим данным МОВ ОГТ ЗД. Основная идея предварительной оценки интенсивности трещиноватости сводится к тому, что на основе полученных результатов расчета параметров напряженно-деформированного состояния на Куюмбинском объекте, на примере сейсмического горизонта R_2 , производится анализ максимального скольжения и дилатации по разрывным нарушениям с последующим построением карты условных вероятностей нахождения областей дилатации и повышенной компрессии на сейсмическом горизонте.

3.5.1. Исходные данные

В основу проведения предварительной оценки интенсивности трещиноватости карбонатных пород Куюмбинской территории легли результаты только для сейсмического горизонта R_2 , который располагается на глубинах от 3425 до 1930 метров вблизи подошвы токурской толщи среднерифейского комплекса (см. рис. 3.5). Этот выбор обосновывается тем, что основные залежи углеводородов на Куюмбинском месторождении сосредоточены в верхних частях разреза рифейского комплекса, вблизи предвенского несогласия. Реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния на сейсмическом горизонте проводилась по 19 замерам векторов перемещения по разрывным нарушениям (см. рис. 3.9), где получено 2 этапа деформаций, характеризующиеся геодинамическим режимом горизонтального сдвига (см. рис. 3.12, табл. 3.4). Однако, при прогнозе зон трещиноватости использовалась единая, однородная выборка по всему массиву данных кинематических характеристик разрывных нарушений при выделении складчатых структур на сейсмическом горизонте R_2 . Расчет проводился методом квазиглавных напряжений в программе «FaultKin», при котором ось девиаторного растяжения (σ_1) имеет азимут погружения 288° и угол погружения 14° ; промежуточная ось (σ_2) – азимут погружения 64° и

угол погружения 70° ; ось максимального сжатия (σ_3) – азимут погружения 195° и угол погружения 13° . В то же время, использованы данные по дебиту нефти для 11 эксплуатационных скважин, условно пронумерованные от 1 до 11.

3.5.2. Анализ дилатации и максимального скольжения

Использование электрических и акустических микросканеров в скважинах позволяет получать данные о трещиноватости горных пород только на локальном уровне и полученные результаты не отражают полную картину дезинтегрированности горных пород с соответствующими областями повышенной трещиноватости. Однако, при изучении разрывных нарушений и главенствующих напряжений в регионе, которые контролировали их формирование, возможно получать данные о дезинтеграции горных пород вдоль разломов. Важно отметить, что разрывное нарушение представляет собой не только поверхность, по которой происходит смещение двух блоков относительно друг друга, но и неоднородную область, которая характеризуется заметным изменением структурного и вещественного состояния горных пород (Стоянов, 1977). Учитывая данные характеристики необходимо выделять область динамического влияния разлома, под которой понимается окружающее разлом пространство, в котором проявляются следы деформаций, вызванные формированием разлома или подвижками по нему; подробно этот вопрос рассмотрен в работах группы С.И. Шермана (напр., Шерман и др., 1983). Таким образом, при изучении кинематики разрывных нарушений и ориентировки относительно них осей главных напряжений возможно проводить оценку вероятности нахождения областей дилатации (или дилатансии) и повышенной компрессии, где под дилатацией понимается увеличение объема горных пород (Ребецкий, 2007; Гончаров, 2011; Кирмасов, 2011), которое приводит к образованию пустотного пространства и формированию зон трещиноватости. На рисунке 3.14 приведено возможное распределение ориентировок разрывных нарушений включая трещины относительно осей сжатия и растяжения. Для разрывных нарушений, ориентированных под углом менее 45° к оси сжатия, компонента сжатия оказывается меньше, чем компонента растяжения, то есть они будут отвечать области дилатации и образованию открытых трещин. В то же время, для разломов, ориентированных к оси сжатия под углом более 45° , компонента сжатия оказывается большей, чем компонента

растяжения и им отвечает область повышенной компрессии, характеризующиеся наличием закрытых трещин.

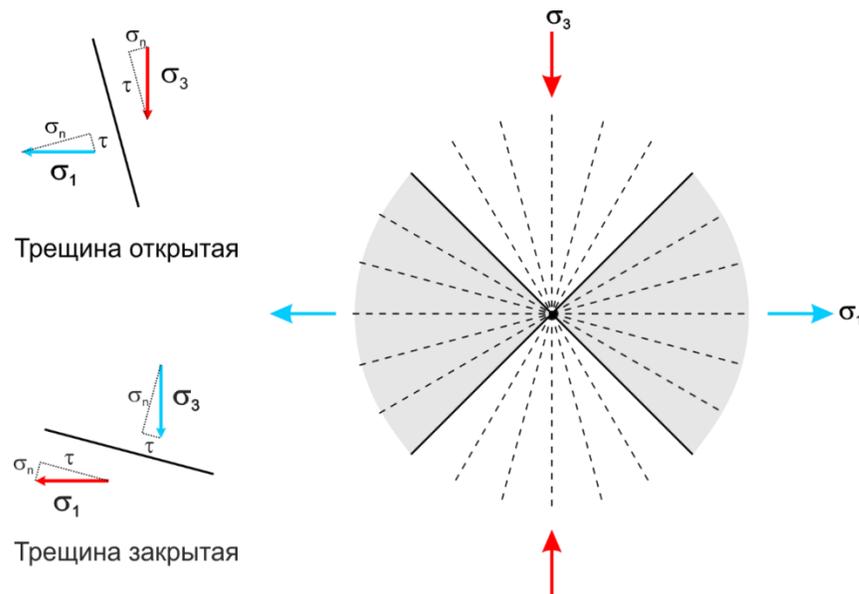


Рисунок 3.14. Распределение ориентировок разрывных нарушений по отношению к осям главных напряжений: σ_1 – ось минимального сжатия или девиаторного растяжения, σ_3 – ось максимального сжатия. Слева: σ_n – нормальная компонента напряжений, τ – касательные напряжения. Черная линия обозначает разрывное нарушение. Справа: белое поле – квадрант сжатия, серое – растяжения. Пунктирные линии отображают возможное положение трещин.

Наиболее удобным инструментом для отображения действия максимального и минимального сжатия к поверхности разрывного нарушения является диаграмма Мора (рис. 3.15). На ней отображается область точек, отвечающих векторам перемещения по разломам в координатах нормальных (σ) и касательных (τ) напряжений. При проведении анализа дилатации (рис. 3.15б) оценивается положение точек на дуге большого круга диаграммы Мора относительно максимальных и минимальных сжимающих напряжений (Ferrill et al., 1999, Morris et al., 2009). Уровень сжимающих нормальных напряжений к разрыву уменьшается справа налево для большого круга диаграммы Мора. Следовательно, точки, попадающие в область высоких сжимающих напряжений, характеризуются малой вероятностью раскрытия трещин и, как следствие, малой вероятностью формирования трещиноватых коллекторов. При этом необходимо учитывать, что в пределах зон разломов величина дилатации будет увеличиваться вместе с увеличением амплитуды перемещений вдоль самих разломов. Стоит отметить, что максимальное перемещение по разлому

отвечает его центральной части и резко уменьшается по параболическому закону к концевой (Осокина, Ребецкий, 2005; Fossen, 2016). При анализе максимальных перемещений по разрывным нарушениям (рис. 3.15в) важную роль играет положение точек на диаграмме Мора относительно линии минимального сопротивления сухого трения и линии предела хрупкой прочности. Чем ближе точки к пределу прочности, тем выше вероятность смещения по разлому (Morris et al., 1996, Lisle, Srivastava, 2004, Ребецкий, 2007, McFarland, et al., 2012). В то же время, следует понимать, что линия минимального сопротивления сухого трения отделяет области различного механического поведения горных пород, а именно катакластического течения и упругого состояния (рис. 3.16а). Из вышесказанного можно предположить, что совместное применение анализов дилатации и максимального перемещения по разломам на диаграмме Мора (рис. 3.15г) является более верным решением для нахождения областей, в которых могут формироваться открытые трещины при разрывных нарушениях, чем их использование по отдельности.

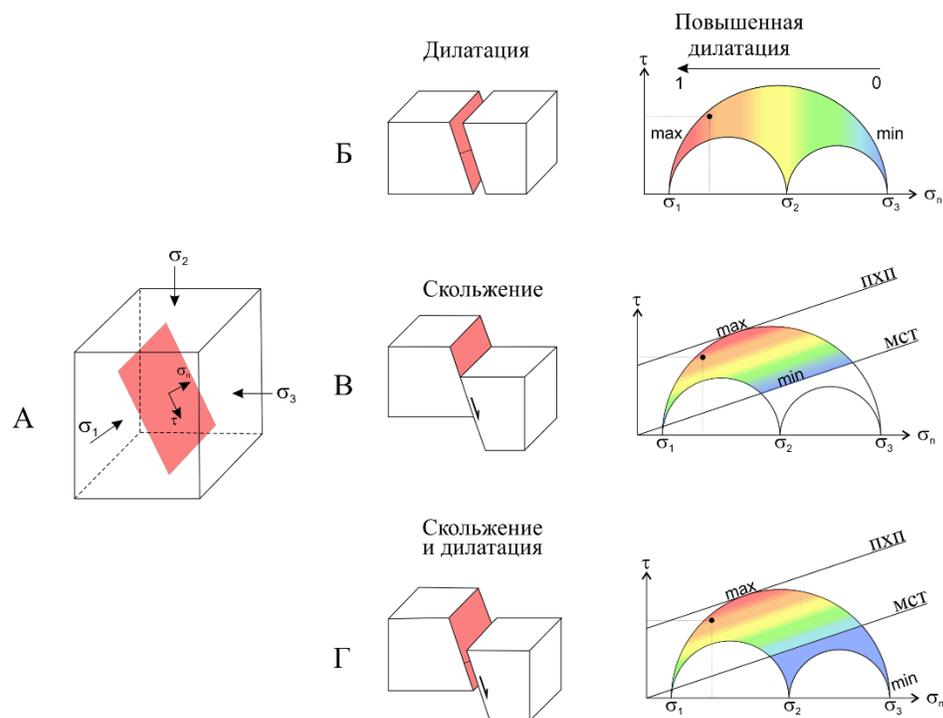


Рисунок 3.15. А - ориентировка осей главных напряжений на произвольно выбранную плоскость, где σ_1 – ось минимального сжатия или девиаторного растяжения, σ_3 – ось максимального сжатия; σ_n – нормальная компонента напряжений, τ – касательная компонента напряжений, Б – модель дилатации, В – модель скольжения, Г – модель скольжения и дилатации. Точкой показано положение разрывного нарушения на диаграмме Мора. ПХП – линия предела хрупкой прочности, МСТ – линия минимального сухого трения. Описание в тексте.

В качестве индикаторов тектонического напряжения в настоящей работе рассматриваются вектора перемещения, диагностируемые по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д на сейсмическом горизонте R₂. Для каждого разрывного нарушения по данным о направляющих косинусах вектора нормали и данным о параметрах эллипсоида напряжений в программе рассчитываются нормальные и касательные компоненты напряжений, которые отображаются на диаграмме Мора. Важно отметить, что в рассматриваемых примерах информация о величинах напряжений отсутствует, поэтому производится построение только редуцированных диаграмм Мора с единичным радиусом (рис. 3.16б).

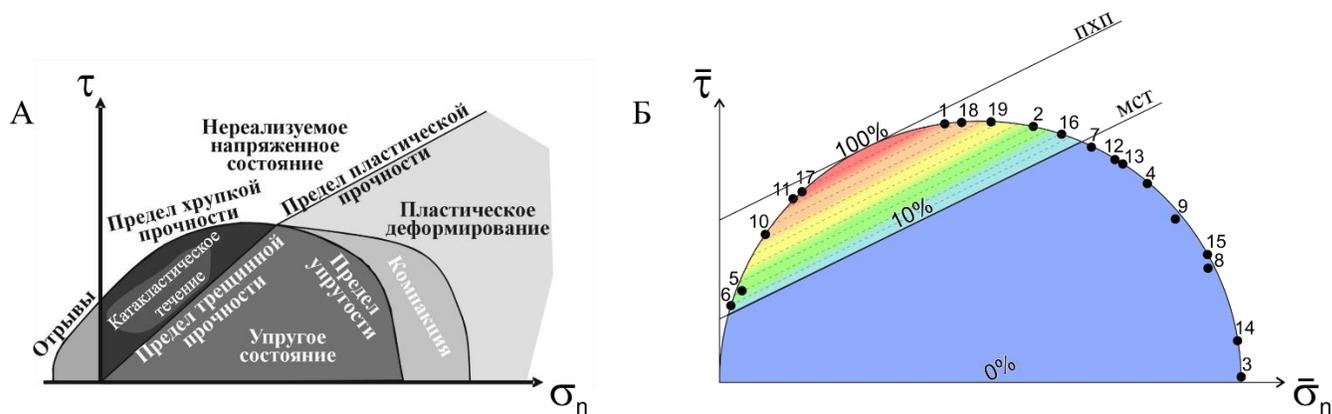


Рисунок 3.16. А - области различного, зависящего от напряженного состояния, механического поведения горных пород на диаграмме Мора (Ребецкий, 2007). Б – диаграмма Мора в редуцированных напряжениях с отображением точек замеров векторов перемещения по разрывным нарушениям с выделенными областями вероятности дилатации и скольжения (от 0% до 100%). $\bar{\sigma}_n$ – редуцированная нормальная компонента напряжений, $\bar{\tau}$ – редуцированная касательная компонента напряжений. ПХП – линия предела хрупкой прочности, МСТ – линия минимального сухого трения. Номер вектора на диаграмме соответствует номеру в таблице 3.5.

Как видно из рисунка 3.16б, 9 из 19 точек, соответствующих векторам перемещения на редуцированной диаграмме Мора, попадают в область упругих деформаций, где фиксируется очень высокий уровень сжимающих нормальных напряжений. Остальные 10 точек располагаются в области катакlastического течения, которая обрамляется линиями минимального сопротивления сухого трения и предела хрупкой прочности.

3.5.3. Построение карты расчётной интенсивности трещиноватости доломитов

Подготовка данных для предварительной оценки интенсивности трещиноватости на сейсмическом горизонте R₂ проводится по результатам анализа дилатации и повышенной

компрессии по разрывным нарушениям. На редуцированной диаграмме Мора вводится условная вероятность от 0 до 1 с шагом 0,1 нахождения областей дилатации (см. рис. 3.16б).

Данные по 9 замерам разрывных нарушений, которые попадают в область повышенной компрессии (упругое состояние) присваивается значения вероятности дилатации равное 0. В то же время, область катакластического течения необходимо ранжировать на условные вероятности дилатации от 0,1 до 1 параллельно линии предела хрупкой прочности с равным интервалом. Таким образом, исходной базой данных для построения карт условных вероятностей нахождения областей дилатации служат координаты X , Y (в декартовой системе) 19 замеров середины векторов перемещения на сейсмическом горизонте, а за значение Z принимается вводимый параметр вероятности от 0 до 1 для каждого замера (табл. 3.5). При интерполяции набора точек с Z -значениями использовался геостатистический метод «Ordinary Kriging», использующий статистические параметры для нахождения оптимальной оценки минимального среднеквадратического отклонения (Schwamhart, 2010).

Таблица 3.5.

Координаты замеров середины векторов перемещения на сейсмическом горизонте R₂ и значения условной вероятности дилатации и скольжения по разрывным нарушениям.

Номер замера вектора перемещения	X (Восток)	Y (Север)	Z (Вероятность дилатации и скольжения)
1	461018,4	6786847,4	0,9
2	460309,6	6784504	0,4
3	466686,3	6785444,5	0
4	464369,3	6779947,1	0
5	455294,2	6776951	0,3
6	462428,5	6770727	0,2
7	479383,2	6772113	0
8	460501,4	6763684,1	0
9	458621,2	6759663,6	0
10	465722,3	6763177,7	0,6
11	449799,8	6765320,2	0,9
12	452198,1	6757384,9	0
13	453749,3	6757808,1	0
14	444765	6749375,8	0
15	433501	6749487,8	0
16	402579	6714947,7	0,2
17	398119,9	6722882	0,9
18	399656,7	6723901	0,7
19	387501,9	6719881,1	0,6

Предварительная оценка интенсивности трещиноватости карбонатных пород по результатам расчета параметров напряженно-деформированного состояния для поверхности сейсмического горизонта R₂ с указанием данных по дебиту нефти 11 скважин показана на рисунке 3.17. Как видно из данного рисунка области дилатации распределены в северо-западной и юго-западной частях сейсмического горизонта и к ним приурочены 6 скважин с дебитом нефти от 1 до 15 м³/сут. В центральной части сейсмического горизонта преобладает область повышенной компрессии, в которой расположены остальные 4

скважины в основном с нулевым дебитом нефти. Исключением является только скважина под условным номером «10», которая также располагается в данной области, но характеризуется небольшим дебитом нефти. Таким образом, сопоставление результатов оценки интенсивности трещиноватости карбонатных пород и данных по дебиту нефти в скважинах показывает наличие корреляции между расчётной дилатационной дезинтегрированностью среды и продуктивностью скважин. Следовательно, полученные результаты показывают реальную возможность применения описанного выше подхода изучения трещиноватости низкопористых карбонатных пород исходя из результатов расчёта параметров напряженно-деформированного состояния по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д. Наиболее перспективной областью для проведения дальнейших буровых работ и поиска трещиноватых коллекторов нефти является юго-западный участок сейсмического горизонта R₂, так как он характеризуется повышенной дилатационной дезинтегрированностью доломитов и на сегодняшний день не опробован бурением (в отличие от северо-западного участка). Однако, для получения более точных результатов по распределению в регионе открытых трещин, которые могут служить коллекторами нефти и газа, необходимо учитывать количественные характеристики литостатического и порового давления с прочностными характеристиками пород по скважинному материалу.

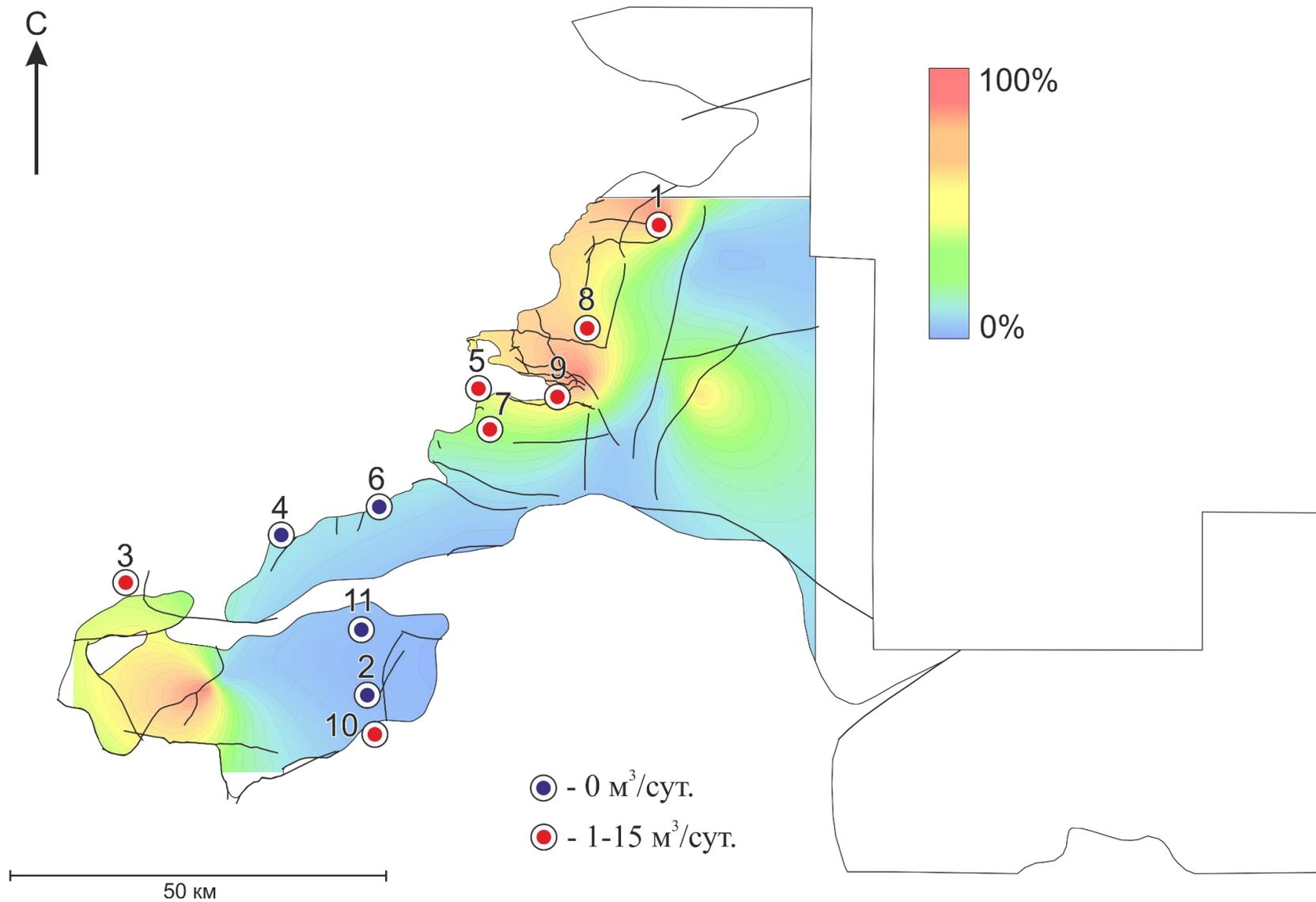


Рисунок 3.17. Карта расчётной интенсивности трещиноватости доломитов (от 0% до 100%) для сейсмического горизонта R_2 с указанием местоположения и данных по дебиту нефти скважин. Разрывные нарушения отображены линиями черного цвета.

3.6. Выводы

В результате применения структурно-геологического подхода определения тектонического индикатора напряженного состояния, выделенного при анализе структурных карт сейсмических горизонтов R_4 , R_3 и R_2 на Куюмбинском объекте проведен анализ кинематических характеристик разрывных нарушений и произведена реконструкция параметров напряженно-деформированного состояния. Создана база данных, содержащая информацию о кинематике разрывных нарушений (азимуты падения и простирания разлома и угол его падения, угол α и тип перемещения по разрывному нарушению), ориентировке векторов перемещения (азимут, угол погружения и ориентировка вектора перемещения в плоскости разлома (rake)) и величине вектора перемещения (амплитуда полного перемещения). Основные выводы сводятся к следующим пунктам:

1. установлено, что кинематические характеристики разломов на горизонтах R_4 и R_3 содержат компоненты перемещений как по простиранию разлома (сдвиг), так и по падению (взброс или сброс) и в целом сходны между собой. Разломы на горизонте R_2 содержат только сдвиговую компоненту. Изменение кинематических характеристик разломов связывается с событием, произошедшим в предвингольдинское время;
2. установлено наличие двух этапов сдвиговых деформаций в ходе предвендской складчатости региона: первый этап деформаций с субмеридиональной осью сжатия и второй этап деформаций с субширотной осью максимального сжатия. Эти этапы коррелируются с тектоническими событиями, происходившими на юго-западной активной окраине Сибирской платформы;
3. получена предварительная оценка интенсивности трещиноватости доломитов для сейсмического горизонта R_2 , где показано, что наиболее перспективной областью для проведения дальнейших буровых работ и поиска трещиноватых коллекторов нефти является юго-западный участок сейсмического горизонта, так как он характеризуется повышенной дилатационной дезинтегрированностью доломитов и на сегодняшний день не опробован бурением;

4. предложена модель тектонической эволюции региона с выделением стадий рифтогенеза, рифейского осадочного бассейна и предвендской складчатости.

На основе полученных выводов сформулировано **второе защищаемое положение**:

На северном склоне Байкитской антеклизы Сибирской платформы выделяется два этапа сдвиговых деформаций в ходе предвендской складчатости: первый, характеризующийся субмеридиональной осью максимального сжатия и второй, при субширотной ориентировке оси максимального сжатия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение подхода выделения вектора перемещения по разлому – индикатора тектонического напряжения при анализе структурных карт поверхностей сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д проводилось на Арчинском и Куюмбинском объектах, которые характеризуются различными геодинамическими обстановками. В ходе работы были разработаны основные положения выделения векторов перемещения по сейсмическим данным, критерии отбраковки векторов перемещения и структура исходной базы данных кинематических характеристик разрывных нарушений и приуроченных к ним векторов перемещения для дальнейшего расчета параметров напряженно-деформированного состояния. По результатам проведенной работы применения разработанного подхода было установлено:

1. предложенный подход позволяет получать информацию о кинематике разломов и параметрах напряженно-деформированного состояния на основании изучения только геометрии поверхностей сейсмических горизонтов и приуроченных к ним поверхностей разрывных нарушений, не требуя дополнительного проведения буровых работ на исследуемом объекте;
2. применение данного подхода допустимо только в том случае, когда формирование разрывных нарушений следует после процессов складкообразования на исследуемом объекте;
3. анализ кинематических характеристик разломов при использовании данного подхода позволяет получать информацию о (1) кинематике разрывных нарушений (азимуты падения и простирания разлома и угол его падения, угол α и тип перемещения по разрывному нарушению), (2) ориентировке векторов перемещения (азимут, угол погружения и ориентировка вектора перемещения в плоскости разлома (rake)) и (3) величине вектора перемещения (амплитуда полного перемещения);
4. результаты анализа кинематических характеристик и реконструкции параметров напряженно-деформированного состояния позволяют выйти не только на тектоническую эволюцию исследуемого региона, но и на оценку развития

систем трещиноватости связанной с полученным напряженным состоянием и, тем самым, возможность получения карт вероятностей распределения открытых и закрытых трещин на объекте, обладающих коллекторскими свойствами. Получение таковых результатов исключительно по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д, без проведения дополнительного бурения скважин на объекте, является важным прикладным аспектом предложенного подхода, но для его корректной реализации необходимы дополнительные исследования.

На основе полученных выводов сформулировано **третье защищаемое положение:**

Вектор перемещения, определенный при анализе структурных карт поверхностей сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д и разрывных нарушений, приуроченных к ним, является индикатором тектонического напряжения для расчета параметров напряженно-деформированного состояния и анализа кинематических характеристик по аналогии с определением данных результатов по зеркалам и бороздам скольжения в природных обнажениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Багринцева К.И., Бочко Р.А., Дмитриевский А.Н. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Москва, 2003, 264 с.
2. Багринцева К.И., Красильникова Н.Б., Сауткин Р.С. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов рифея Юрубчено-Тохомского месторождения // Геология нефти и газа, 2015, № 1, с. 24-40
3. Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 1, с. 1471-1483
4. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева И.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
5. Буторина М.А., Главнова Е.Н., Жуковская Е.А. Прогноз зон развития трещинно-кавернозных коллекторов палеозойского возраста по данным сейсморазведки (на примере Арчинского месторождения Томской области) // Материалы Международной научно-практической конференции «Трудноизвлекаемые и нетрадиционные запасы УВ: опыт и прогнозы», Казань, 2014, с. 3-17
6. Васильева К.Ю. Стадийность постседиментационных изменений карбонатных пород рифея – венда Куюмбинского месторождения и ее связь с геологической эволюцией Байкитской антеклизы (юго-запад Сибирской платформы). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, 2017. 21 с.
7. Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника, 2015, № 3, с. 3-35
8. Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника, 2015, № 3, с. 3-35.
9. Верниковская А.Е. Геохимия и геохронология неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа и таймыра: Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2005, 56 с.
10. Верниковская А.Е., Романова И.В., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н., Вингейт М.Т., Верниковский В.А., Родионов Н.В., Метелкин Д.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1, с. 63-90
11. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 202 с.
12. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты исаковского пояса // Геология и геофизика, 1994, № 7-8, с. 169-180
13. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, № 4, с. 502–519

14. Гзовский М.В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр, 1956, № 11, с. 7-22
15. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975, 536 с.
16. Главнова Е.Н., Жуковская Е.А., Дмитрук Д.Н., Буторина М.А., Жуков В.В., Стрижнев К.В. Особенности геологического строения и разработки Арчинского месторождения // Нефтяное хозяйство, 2015, № 6, с. 33-37
17. Гладков А.С., Лунина О.В. Трещины в позднекайнозойских отложениях: новые возможности для структурного анализа // ДАН, 2004, т. 398, №6, с.782-785
18. Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И. Сдвиговые деформации в чехле Западно-Сибирской плиты и их роль при разведке и разработке месторождений нефти и газа // Геология и геофизика, 2010, т.51, №3, с. 384-400
19. Гончаров М.А. Тектоническое течение как сочетание поступательного перемещения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды // Материалы второй молодежной тектонофизической школы-семинара «Современная тектонофизика. Методы и результаты», Москва, 2011, с. 3-18
20. Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР, 1973, т. 210, №2, с. 331-334
21. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений / Ред. Григорьев А.С., Осокина Д.Н. Поля напряжений в литосфере // М.: Наука, 1979, с. 7-25
22. Жуковская Е.А., Главнова Е.Н., Буторина М.А. Тектоноседиментационная модель как основа прогноза зон распространения трещинных коллекторов в карбонатных палеозойских отложениях Западно-Сибирской плиты (на примере Арчинского нефтегазоконденсатного месторождения) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.), Новосибирск, 2013. с. 311-314
23. Зиганшина Р.А., Сидельник А.В. Взаимосвязь новейших сдвигов и геодинамики с нефтеносностью (на примере Краснотенинского свода и Нюрольской впадины, Западная Сибирь) // Материалы четвертой тектонофизической конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле», Москва, 2016, т. 2, с. 39-45
24. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера, 2005, № 3, с. 117-135
25. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011, 368 с.
26. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Тимошина И.Д. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1996, № 37, с. 166-195
27. Конторович А.Э., Сурков В.С. (ред.). Западная Сибирь (т. 2) // Геология и полезные ископаемые России, в 6 томах. СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 2000
28. Конторович В.А., Соловьев М.В., Калинина Л.М., Калинин А.Ю. Роль мезозойско-кайнозойской тектоники в формировании залежей углеводородов в южных частях Каймысовского свода и Нюрольской мегавпадины // Геология и геофизика, 2011, т.52, № 8, с. 1075-1091
29. Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003г. (Горный Алтай) // Геотектоника, 2006, №3, с. 52-69

30. Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника, 2015, №5, с. 62-77
31. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, Академическое издательство "ГЕО", 2005, 428 с.
32. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника, 2004, № 1, с. 21-50
33. Москаленко А.Н., Нилов С.П. Реконструкция кинематических характеристик разрывных нарушений и поля палеонапряжений для Урмано-Арчинской площади (Нюрольская впадина) // Материалы XLVI Тектонического совещания, Москва: ГЕОС, 2014, том 2, с. 22-26
34. Москаленко А. Н., Худолей А.К., Хуснитдинов Р. Р. Реконструкция стресс состояний и тектонической эволюции северного склона Байкитской антеклизы Сибирской платформы по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д // Геотектоника, 2017, № 3, с. 1-22
35. Москаленко А.Н., Худолей А.К., Жуков В.В., Демин В.Ю., Верин А.В. Реконструкция кинематических характеристик разрывных нарушений и поля палеонапряжений для Урмано-Арчинской площади // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2015, № 5, с. 1-16
36. Москаленко А.Н., Хуснитдинов Р.Р. Предварительная оценка интенсивности трещиноватости карбонатных пород по результатам расчета параметров стресс-состояний по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д на примере Куюмбинского месторождения // Вестник Санкт-Петербургского университета, 2017
37. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1977, №12, с. 103-115
38. Осокина Д.Н., Ребецкий Ю.Л. Моделирование областей высоких напряжений и разрушения в зоне влияния разлома на основе расчета поля кулоновых напряжений // Материалы VII международного междисциплинарного научного симпозиума и международной программы наук о Земле (IGCP -476). Владивосток: Изд. «Дальнаука» ДВО РАН, 2005, с. 37
39. Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений Туруханского и Оленекского поднятий и Удинского Присаянья и дрейф Сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли, 2015, № 5, с. 107-139
40. Парфенов В.Д. Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // ДАН СССР, 1981, т. 260, № 3, с.695-698
41. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника, 1984, №1, с. 60-72
42. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала // Уфа-ГИЛЕМ, 2000, с. 122-128
43. Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР, 1982, том 267, № 4, с. 904-909
44. Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН, 1997, том 354, № 1, с. 101-104
45. Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций / Ред. Страхов В.Н., Леонов Ю.Г. Тектонофизика сегодня // М.: ОИФЗ РАН, 2002, с. 227-243
46. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007, 406 с.

47. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 2, с. 271-291
48. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004
49. Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири. Новосибирск, 1979, ч. 1.: Верхний протерозой и нижний палеозой, Новосибирск, 1983, 215 с.
50. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 56-63
51. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 10, с. 34-47
52. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы / Ред. Леонов Ю.Г. Гзовский М.В. Развитие тектонофизики // М.: Наука, 2000, с. 326-350
53. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1991, № 10, с. 3-22
54. Сим Л.А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках (на примере зоны сочленения Мезенской синеклизы и Среднего Тимана) // Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1982, № 4, с. 35-40
55. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Физика Земли, 2014, № 3, с. 77-91
56. Сим. Л.А. Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва: Издательство МГУ, 1996, 41 с.
57. Соборнов О.К. Складчато-надвиговые пояса: основа нового цикла наращивания ресурсной базы добычи нефти и газа в России? // Геология нефти и газа, 2014, № 2, с. 64-71
58. Стоянов С.С. Механизм деформирования разрывных зон. М.: Недра, 1977, 144 с.
59. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981, 141 с.
60. Сурков В.С., Шацкий С.Б. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР. Лист О-43, (44) Тара. Масштаба 1: 1 000 000. Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 1983, 112 с.
61. Сычев С.Н., Куликова К.В. Структурная эволюция зоны главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника, 2012, №6, с. 46-54
62. Сычев С.Н., Куликова К.В. Структурная эволюция зоны главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника, 2012, № 6, с. 46-54
63. Тимофеев А.В., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В., Тимофеев В.Ю., Грибанова Е.И. Современные скорости смещений земной коры Горного Алтая и Западного Саяна // Интерэкспо гео-Сибирь, 2017, т.2, №3, с.138-143
64. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика, 2009, т.12, №1, с. 45-54
65. Тимурзиев А.И., Гогоненков Г.Н. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: от нефтегазогеологического районирования недр до технологии поисков и

- разведки глубокозалегающих месторождений углеводородов // Научно-технический сборник «Вести газовой науки», 2012, №1(9), с. 68-85
66. Филиппович Ю.В. Сдвиговая тектоника в районе Надым-Тазовского междуречья и методика прогноза нефтяных залежей. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва: Издательство МГУ, 2012. 21 с.
67. Фролов С.В., Бакай Е.А., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Ахманов Г.Г. Нефтегазоносные комплексы севера Лено-Тунгусского бассейна // Геология нефти и газа, 2013, № 3, с. 63-75
68. Хабаров Е.М. Карбонатная седиментация в мезоэопротерозойских бассейнах юга восточной Сибири и некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 10, с. 1447–1465
69. Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2011, №52, с. 1173-1198
70. Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика, 2002, №43, с. 211-239
71. Харахинов В.В., Шленкин С.И. Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Курумбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазоаккумуляции. М.: Научный мир, 2011, 420 с.
72. Хераскова Т.Н. Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, №1, с. 15-27
73. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее-раннем палеозое // Геотектоника, 2009, №2, с.37-56
74. Худолей А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб.: Изд. СПбГУ, 2004, 84 с.
75. Шацкий С.Б. (ред.), Бабушкин А.Е., Богдасов В.А., Васильев И.П., Горюхин Е.Я., Даргевич В.А., Лысенко А.Г., Государственная геологическая карта СССР. Лист О-43, (44) Тара. Масштаба 1: 1 000 000. Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 1979
76. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006, 776 с.
77. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд., 1983, 110 с.
78. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989, 148 с.
79. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: "ГЕО", 2000, 480 с.
80. Alexeiev D.V., Cook H.E., Buvtyshkin V.M., Golub L.Y. Structural evolution of the Ural–Tien Shan junction: A view from Karatau ridge, South Kazakhstan // C.R. Geoscience, 2009, vol. 341, p. 287-297
81. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D., Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. // Cambridge: Cambridge University Press, 2012, 304 p.
82. Anderson E.M. The dynamic of faulting // Trans. Edinburgh Geol., sec (8), 1905, p. 387-402
83. Angelier J., Mechler P. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits // Bul. Soc. Geol. France, 1977, vol. XIX, №6, p. 1309-1318

84. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1984, vol. 89, p. 5835-5848
85. Becker G.F. Finite homogeneous strain flow and rupture of rocks // *Bul. Geol. Soc. Amer.*, 1893, vol. 4, p. 13-90
86. De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, №29, p. 188–204
87. Engelder T., Geiser P.A. On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York // *J. Geophys. Res.*, 1980, vol. 94, p. 6319-6341
88. Ferrill, D.A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S. and Armstrong, A. Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada, *GSA Today*, 1999, p. 1-7
89. Ferrill D.A., Morris A.P., McGinnis R.N., Smart K.J., Wigginton S.S., Hill N.J. Mechanical stratigraphy and normal faulting // *Journal of Structural Geology*, 2017, vol.94, p. 275-302
90. Fossen, H. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 2016, 2nd edition, 524 p.
91. Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A., Lubnina N.V., Korobova N.I., Karnyushina E.E., Kozlova E.V. Meso-Neoproterozoic petroleum systems of the Eastern Siberian sedimentary basin // *Precambrian Research*, 2015, vol. 259, p. 95-113.
92. Gartrell A.P., Lisk M. Potential new method for paleostress estimation by combining three-dimensional fault restoration and fault slip inversion techniques: First test on the Skua Field, Timor Sea // *AAPG Hedberg Series*, 2005, № 2, p. 23-36
93. Gharbi M., Bellier O., Masrouhi A., Espurt N. Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: New insights from fault kinematics analysis and seismic profiles // *Tectonophysics*, 2014, vol. 626, p. 120-136
94. Gregory F. Ulmishek. *Petroleum Geology and Resources of the West Siberian Basin, Russia*. U.S. Geological Survey Bulletin 2201-G, 2003, 49 p.
95. Hashimoto Y., Eida M., Ueda Y. Changes in paleostress state along a subduction zone preserved in an on-land accretionary complex, the Yokonami mélange in the Cretaceous Shimanto Belt, Kochi, southwest Japan // *Tectonics*, 2014, vol. 33, p. 2045-2058
96. Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Paleskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth-Science Reviews*, 2013, v. 122, p. 58-76
97. Khair H.A., Cooke D., Hand M. Paleo stress contribution to fault and natural fracture distribution in the Cooper Basin // *J. Struct. Geology*, 2015, vol. 79, p. 31-41
98. Khudoley A.K., Sokolov S.D. Structural evolution of the northeast Asia continental margin: An example from the western Koryak fold and thrust belt (northeast Russia) // *Geological Magazine*, 1998, vol. 135, p. 311-330
99. Lash G.G., Engelder T. Tracking the burial and tectonic history of Devonian shale of the Appalachian Basin by analysis of joint intersection style // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2009, vol. 121, p. 265-277
100. Lawrence A. Lawver, Arthur Grantz, Lisa M. Gahagan. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geological Society of America, Special Paper*, 2002, vol. 360, p. 333-358
101. Lisle R.J., Walker R.J. The estimation of fault slip from map data: The separation-pitch diagram // *Tectonophysics*, 2013, vol. 583, p. 158-163
102. Lisle, J.R., Srivastava, D.C. Test of the frictional reactivation theory for faults and validity of fault-slip analysis // *Geology*, 2004, vol. 32, p. 569-572

103. Marrett R., Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geology, 1990, vol. 12, p. 973-986
104. McFarland, J. M., Morris, A. P., Ferrill, D. A. Stress inversion using slip tendency // Computers and Geosciences, vol.41, p. 40-46
105. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // Science, 1975, vol. 189, issue 4201, p. 419-426
106. Morris A.P., McGinnis R.N., Ferrill D.A. Fault displacement gradients on normal faults and associated deformation // AAPG Bulletin, 2014, vol. 98, p. 1161-1184
107. Morris, A., and Ferrill, D.A. The importance of the effective intermediate principal strain (σ_2) to fault-slip patterns // Journal of Structural Geology, 2009, vol. 31, p. 950-959
108. Morris, A., Ferrill, D.A., Henderson, D.B. Slip-tendency analysis and fault reactivation // Geology, 1996, vol. 24, p. 275-278
109. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics, 2016, vol. 685, p. 60-86
110. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A. Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters, 2009, vol. 277, p. 9-20
111. Schwanghart, W. Ordinary Kriging, 2010
112. Surkov V.S., Korobeynikov V.P., Smirnov L.V. [et al.] Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia // Geneva: Petroconsultants, 1995
113. van der Pluijm B.A., Marshak S. Earth Structures: An Introduction to Structural Geology and Tectonics // New York: W. W. Norton & Company, 2004, 2nd edition, 673 p.
114. Xu X, Tang S., Lin S. Paleostress inversion of fault-slip data from the Jurassic to Cretaceous Huangshan Basin and implications for the tectonic evolution of southeastern China // Journal of Geodynamics, 2016, vol. 98, p. 31-52
115. Zoback M.D. Reservoir Geomechanics. // Cambridge: Cambridge University Press, 2010, 461 p.
116. Zoback M.D., Moos D., Mastin L., Anderson R. N. Well bore breakouts and in situ stress // Journal of Geophysical Research, 1985, vol. 90, No B7, p. 5523-5530
117. Zobak M.L. State of stress and modern deformation of the Northern Basib and Rang Province // Journal of Geophysical Research, 1989, v. 94, No B6, p. 7105-7128
118. Zobak M.L. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // Journal of Geophysical Research, 1992. vol. 97, No B8, p. 11703-11728

Фондовая

119. Бочкарев В.С. и др. Оценка ресурсного потенциала Западно-Сибирских осадочных бассейнов на основе литогеодинимического анализа. Годовой отчет, этап 1. Тюмень: ОАО «СибНАЦ», 2006
120. Шпильман В.И., Змановский Н.И., Подсосовый Л.Л. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты, 1998
121. Нестеров И.И. и др. Уточнение и детализация стратиграфического расчленения мезозоя и кайнозоя Западной Сибири с увязкой сейсмических отражающих горизонтов, возрастных и геологических границ на основе обобщения и комплексной интерпретации геолого-геофизической информации. Тюмень: ОАО «СибНАЦ», 2009

Приложение А. Результаты расчета параметров напряженного состояния на Арчинском объекте методом квазиглавных напряжений в программе «FaultKin»

Таблица А1. Расчет ориентировок локальных осей девиаторного растяжения (Т-axes) и сжатия (Р-axes) для сейсмических горизонтов М₁, J₁₅, J₁₄ и U₁₀, рассчитанных в программе «FaultKin» с указанием генерации напряженно-деформированного состояния.

Номер замера на карте	Ориентировка локальной оси девиаторного растяжения (Т-axis)		Ориентировка локальной оси сжатия (Р-axis)		Генерация напряженно-деформированного состояния
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	
Сейсмический горизонт М ₁					
1	359	21	258	28	3
2	19	4	287	30	1
3	194	9	286	17	1
4	67	18	326	30	1
5	300	33	77	48	3
6	59	10	325	22	1
7	72	28	314	42	1
8	89	4	182	38	2
9	239	6	147	19	1
10	254	11	159	26	1,2
11	290	9	197	19	3
12	240	20	127	46	1
13	47	24	299	35	1
14	255	2	165	14	1
15	253	4	162	11	1
16	135	4	44	24	3
17	79	17	340	27	1
18	244	9	150	24	1
19	82	12	347	23	1
20	82	33	311	45	1

21	238	22	137	25	1
22	81	13	346	23	1
23	305	36	141	53	2
24	252	11	157	26	1,2
25	27	11	293	21	1
26	233	7	139	30	1
27	208	2	117	20	1
28	91	5	183	15	2
29	272	0	182	19	2
30	200	2	109	19	1
31	26	6	119	28	1
32	73	25	288	60	2
33	80	27	274	63	2
34	187	33	67	38	3
35	80	15	175	18	2
36	187	32	68	37	3
37	254	15	150	43	1,2
38	255	27	116	56	1,2
39	41	28	255	57	2
40	85	22	304	62	2
41	62	21	304	52	1,2
42	51	8	316	34	1
43	72	28	266	62	2
44	68	24	290	58	2
45	292	35	55	37	3
46	35	10	297	36	1
47	41	4	309	31	1
48	82	26	287	61	2
49	46	2	315	18	1
50	109	0	19	20	3

51	78	0	348	16	1
52	110	5	18	15	3
53	288	9	24	32	3
54	155	38	355	50	3
55	155	27	36	43	3
56	67	7	162	36	2
57	220	21	119	28	1
58	58	25	286	56	2
59	44	15	300	42	1
60	291	22	41	41	3
61	295	23	47	42	3
62	255	23	18	53	2
63	216	23	106	38	1
64	260	9	168	17	1,2
65	111	6	19	16	3
66	120	22	221	26	3
67	272	34	28	34	3
68	215	1	125	26	1
69	273	37	37	37	3
70	216	3	125	27	1
Сейсмический горизонт J ₁₅					
1	83	6	352	10	1
2	82	0	352	8	1
3	41	5	311	6	1
4	51	5	321	6	1
5	51	3	321	8	1
6	92	2	183	12	1
7	86	6	177	8	1
8	86	7	176	7	1
9	231	3	139	26	1

10	29	4	120	14	1
11	5	14	106	38	–
12	230	4	140	7	1
13	86	4	177	16	1
14	253	4	162	9	1
15	187	7	95	14	2
16	105	4	196	18	1
17	55	7	145	7	1
18	38	2	129	23	1
19	1	4	270	8	2
20	296	10	200	32	1,2
21	27	1	297	25	2
22	357	9	264	16	2
23	98	3	189	9	1
24	80	15	175	18	1
25	82	6	173	8	1
26	263	3	353	8	1
27	176	1	267	18	2
28	29	4	299	6	1
29	27	1	297	8	1
30	3	7	96	19	2
31	33	6	123	7	1
32	48	3	138	8	1
33	180	10	85	26	2
34	124	10	222	38	2
35	207	2	117	15	1
36	284	6	193	12	1
37	207	3	298	11	1
38	195	6	285	7	2
39	211	7	118	20	1

40	259	7	166	21	1
41	285	13	191	17	1
42	300	4	210	4	2
43	295	15	201	16	1,2
44	132	6	224	16	2
45	205	15	299	15	2
46	115	3	25	7	2
47	32	4	122	4	1
48	325	12	61	27	2
Сейсмический горизонт J ₁₄					
1	83	6	352	9	1
2	172	2	262	6	2
3	221	6	129	15	1
4	329	1	239	20	2
5	138	2	229	18	2
6	221	5	131	6	1
7	60	6	151	8	1
8	92	6	183	8	1
9	223	9	131	12	1
10	259	4	168	10	1
11	90	5	182	15	1
12	201	6	109	15	2
13	105	2	196	20	1
14	355	1	265	8	2
15	256	1	166	8	1
16	205	0	115	8	2
17	48	1	139	10	1
18	289	4	198	9	1
19	226	7	317	10	1
20	3	9	95	17	2

21	172	7	263	13	2
22	298	12	204	19	1
23	304	14	209	19	1
24	285	12	191	17	1
25	323	1	54	11	2
26	289	7	197	14	1
Сейсмический горизонт U ₁₀					
1	321	1	52	11	–
2	41	3	311	8	1
3	54	5	145	9	1
4	130	9	222	12	–
5	175	1	85	8	–
6	92	2	183	12	1
7	86	2	177	12	1
8	89	9	181	11	1
9	28	6	296	15	1
10	318	3	49	10	–
11	25	0	295	8	1
12	48	3	138	8	1
13	204	7	297	24	1
14	285	11	191	18	1
15	25	15	119	16	1

Примечание. Генерация напряженно-деформированного состояния рассчитана методом катакластического анализа в программе «StressGeol». Полученные генерации напряженно-деформированного состояния отображают только объем выборки, но не последовательность их формирования (см. главу 1). Разделение полученных генераций напряженно-деформированного состояния на геологические этапы приведено в главах 2.3.2 и 2.4. Символ «–» обозначает, что данные по замеру не вошли в окончательную генерацию напряженно-деформированного состояния.

Таблица А2. Результаты расчета параметров напряженного состояния для сейсмических горизонтов М₁, J₁₅, J₁₄ и U₁₀, рассчитанных в программе «FaultKin».

Генерация напряженно-деформированного состояния (рассчитана методом катакластического анализа в программе «StressGeol»)	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)	
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения
Сейсмический горизонт М ₁						
Генерация 1	51	3	173	88	321	2
Генерация 2	74	11	336	34	179	54
Генерация 3	301	8	199	55	37	34
Сейсмический горизонт J ₁₅						
Генерация 1	65	4	319	76	156	13
Генерация 2	348	4	107	81	258	8
Сейсмический горизонт J ₁₄						
Генерация 1	261	2	357	74	171	16
Генерация 2	351	3	139	86	261	2
Сейсмический горизонт U ₁₀						
Генерация 1	50	17	277	66	145	16

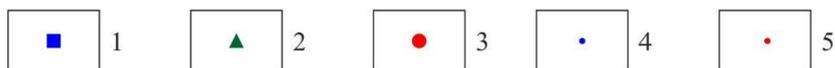
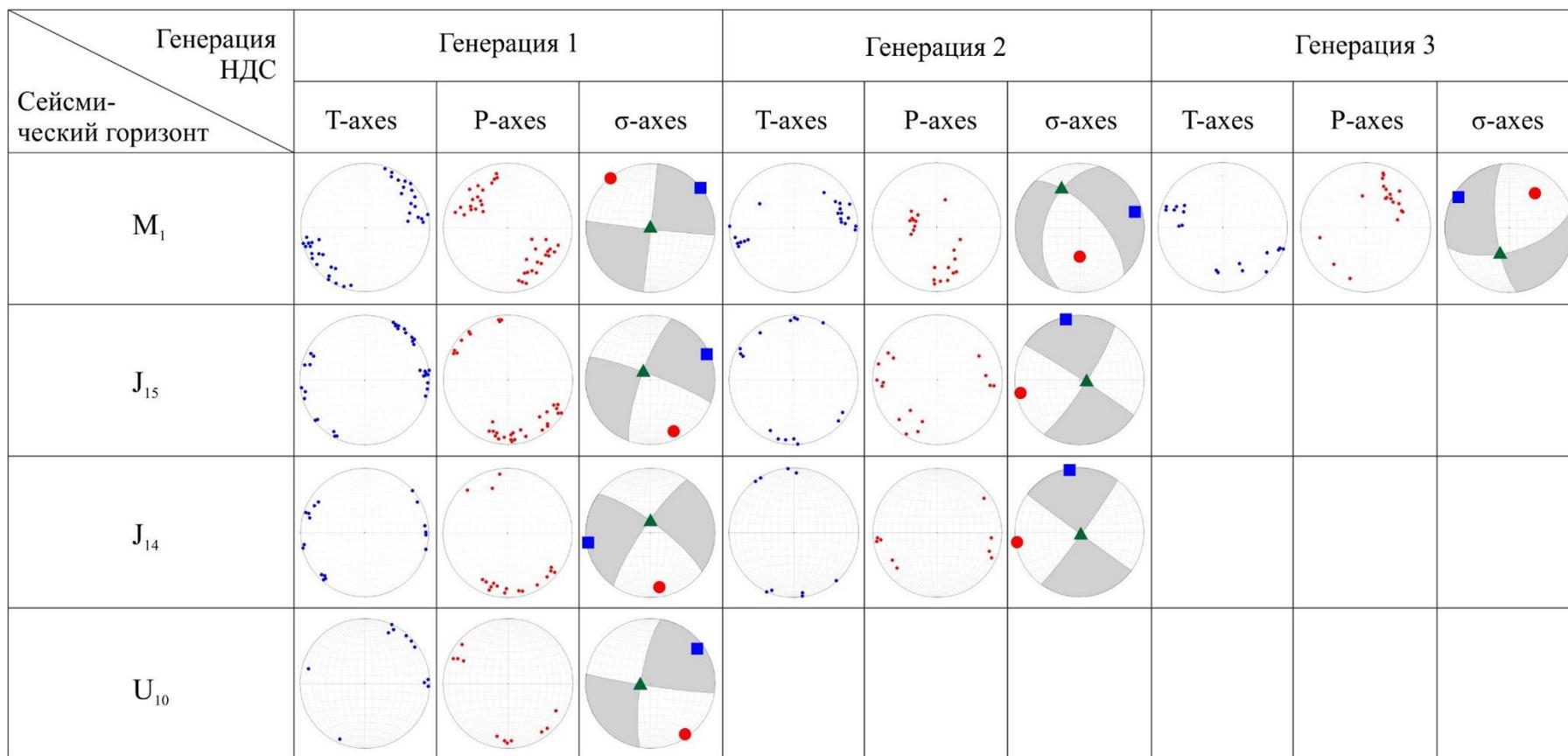


Рисунок А1. Результаты расчета параметров напряженного состояния для сейсмических горизонтов M_1 , J_{15} , J_{14} и U_{10} , рассчитанных в программе «FaultKin». 1 – ось девиаторного растяжения (σ_1), 2 – промежуточная ось (σ_2), 3 – ось максимального сжатия (σ_3), 4 – ось локального девиаторного растяжения (T-axis), 5 – ось локального сжатия (P-axis). Белое поле на стереограммах – квадрант сжатия, серое – квадрант растяжения. Сетки Шмидта, проекция нижней полусферы.

Приложение Б. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния на Арчинском объекте методом катакластического анализа в программе «StressGeol»

Таблица Б1. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмических горизонтов М₁, J₁₅, J₁₄ и U₁₀ с указанием геодинамического типа напряженного состояния рассчитанных в программе «StressGeol».

Генерация напряженно-деформированного состояния	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)		Коэффициент Лодена-Надаи (μ_s)	Геодинамический тип напряженного состояния (I)
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения		
Сейсмический горизонт М ₁								
Генерация 1	54	0	270	90	324	0	-0,37	3
Генерация 2	47	11	315	13	177	73	-0,42	1
Генерация 3	312	0	222	85	42	6	-0,13	3
Сейсмический горизонт J ₁₅								
Генерация 1	66	0	336	74	156	16	-0,05	3
Генерация 2	337	5	108	82	246	6	-0,26	3
Сейсмический горизонт J ₁₄								
Генерация 1	264	6	13	72	172	17	0,04	3
Генерация 2	349	5	168	85	259	0	-0,1	3
Сейсмический горизонт U ₁₀								
Генерация 1	240	6	17	82	149	6	0,01	3

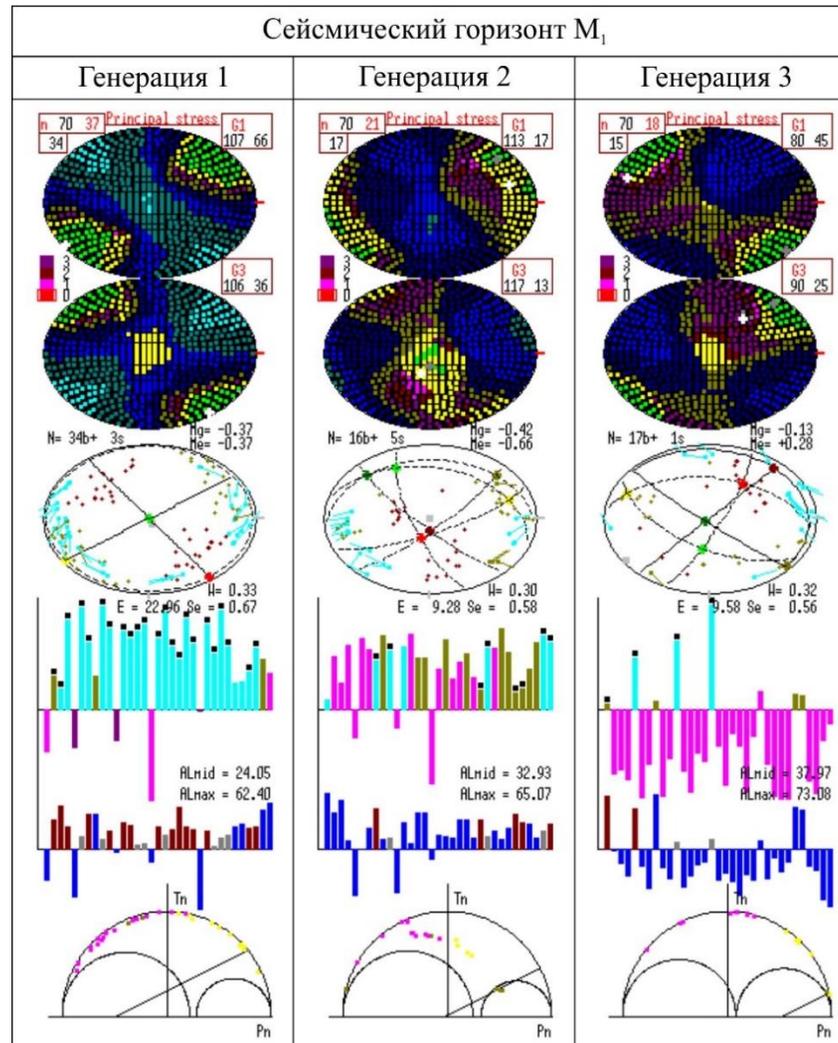


Рисунок Б1. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмического горизонта M_1 , рассчитанных в программе «StressGeol». Условные обозначения результатов расчета параметров напряженно-деформированного состояния методом катакластического анализа в программе «StressGeol» приведены в первой главе (см. главу 1.4.2.)

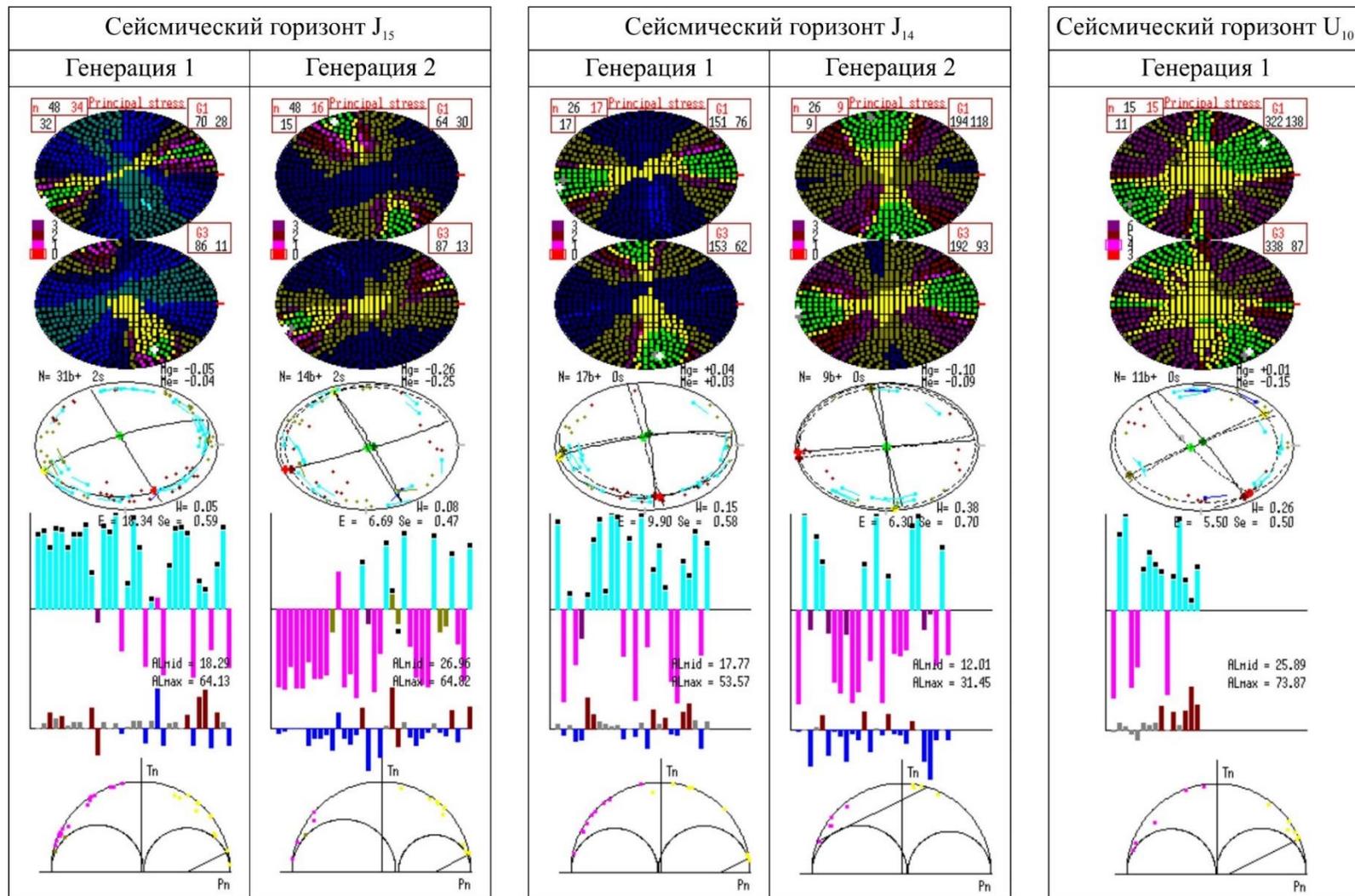


Рисунок Б2. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмических горизонтов J_{15} , J_{14} и U_{10} , рассчитанных в программе «StressGeol». Условные обозначения результатов расчета параметров напряженно-деформированного состояния методом катакластического анализа в программе «StressGeol» приведены в первой главе (см. главу 1.4.2.)

**Приложение В. Результаты расчета параметров напряженного состояния на Куюмбинском объекте
методом квазиглавных напряжений в программе «FaultKin»**

Таблица В1. Расчет ориентировок локальных осей девиаторного растяжения (Т-axes) и сжатия (Р-axes) для сейсмических горизонтов R₄, R₃ и R₂, рассчитанных в программе «FaultKin» с указанием генерации напряженно-деформированного состояния.

Номер замера на карте	Ориентировка локальной оси девиаторного растяжения (Т-axis)		Ориентировка локальной оси сжатия (Р-axis)		Генерация напряженно-деформированного состояния
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	
Сейсмический горизонт R ₄					
1	27	26	290	14	2
2	26	23	289	17	2
3	287	21	24	19	1
4	287	21	25	19	1
5	87	18	355	6	1
6	104	11	195	1	1
7	104	9	195	2	1
8	68	11	159	1	1
9	204	17	310	42	2
10	142	22	238	16	1
11	133	1	43	13	1
12	280	25	189	2	1
13	285	33	27	18	1
14	230	29	328	16	2
15	152	27	53	17	1
16	96	21	2	11	1
17	233	28	140	6	2
18	80	13	173	12	1
19	58	12	328	1	2
20	330	20	239	4	1

21	316	34	222	6	1
22	275	31	172	20	1
23	240	6	148	15	2
24	78	3	348	4	1
25	303	3	213	1	1
26	35	31	144	28	2
27	253	17	158	15	1
28	258	16	162	22	1
29	291	22	195	16	1
30	97	8	7	5	1
31	140	36	31	24	1
32	116	6	206	4	1
33	246	31	357	30	1
34	191	8	283	13	2
35	190	12	283	16	2
36	8	7	103	34	2
37	10	7	104	32	2
38	13	3	105	26	2
39	334	10	65	7	2
40	115	9	23	8	1
41	106	19	200	12	1
42	70	1	340	4	1
43	170	11	262	10	2
44	281	9	13	8	1
45	340	6	70	5	2
46	345	2	75	1	2
47	169	12	77	11	2
48	179	16	85	13	2
Сейсмический горизонт R ₃					
1	85	11	176	1	2

2	34	26	296	17	1
3	98	25	5	8	2
4	222	21	319	16	1
5	181	40	53	36	–
6	161	29	62	16	1
7	58	6	150	20	1
8	51	8	143	17	1
9	80	8	348	11	2
10	142	13	233	6	2
11	123	10	216	13	2
12	250	12	343	13	2
13	74	13	166	8	2
14	59	11	328	3	1
15	313	8	222	6	2
16	16	22	109	7	1
17	276	31	184	3	2
18	35	26	135	19	1
19	27	20	122	14	1
20	267	29	174	4	2
21	27	20	123	17	1
22	53	32	146	5	1
23	349	27	80	2	1
24	343	23	252	1	1
25	159	4	69	6	1
26	57	24	157	21	1
27	207	18	299	6	1
28	20	29	117	12	1
29	256	0	166	1	1
Сейсмический горизонт R ₂					
1	27	13	297	1	2

2	17	2	107	1	2
3	160	4	250	3	2
4	44	8	313	6	2
5	152	8	61	6	1
6	328	1	58	8	1
7	121	1	31	3	1
8	56	9	149	16	2
9	50	11	143	15	2
10	81	4	351	7	1
11	43	17	136	11	2
12	305	16	213	6	1
13	305	11	214	1	1
14	328	4	238	1	1
15	258	8	349	12	1
16	298	6	208	2	1
17	268	12	176	11	1
18	286	8	195	7	1
19	287	13	18	8	1

Примечание. Генерация напряженно-деформированного состояния рассчитана методом катакластического анализа в программе «StressGeol». Полученные генерации напряженно-деформированного состояния отображают только объем выборки, но не последовательность их формирования (см. главу 1). Разделение полученных генераций напряженно-деформированного состояния на геологические этапы приведено в главах 3.3.2 и 3.4. Символ «-» обозначает, что данные по замеру не вошли в окончательную генерацию напряженно-деформированного состояния.

Таблица В2. Результаты расчета параметров напряженного состояния для сейсмических горизонтов R₄, R₃ и R₂, рассчитанных в программе «FaultKin».

Генерация напряженно-деформированного состояния (рассчитана методом катакластического анализа в программе «StressGeol»)	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)	
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения
Сейсмический горизонт R ₄						
Генерация 1	283	5	140	84	14	4
Генерация 2	194	2	305	85	104	4
Сейсмический горизонт R ₃						
Генерация 1	32	20	236	68	125	8
Генерация 2	97	4	270	86	7	0
Сейсмический горизонт R ₂						
Генерация 1	296	8	135	82	27	3
Генерация 2	35	14	232	76	126	4

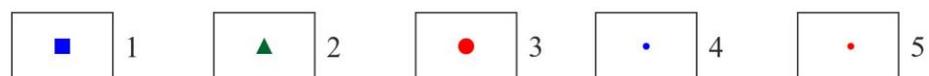
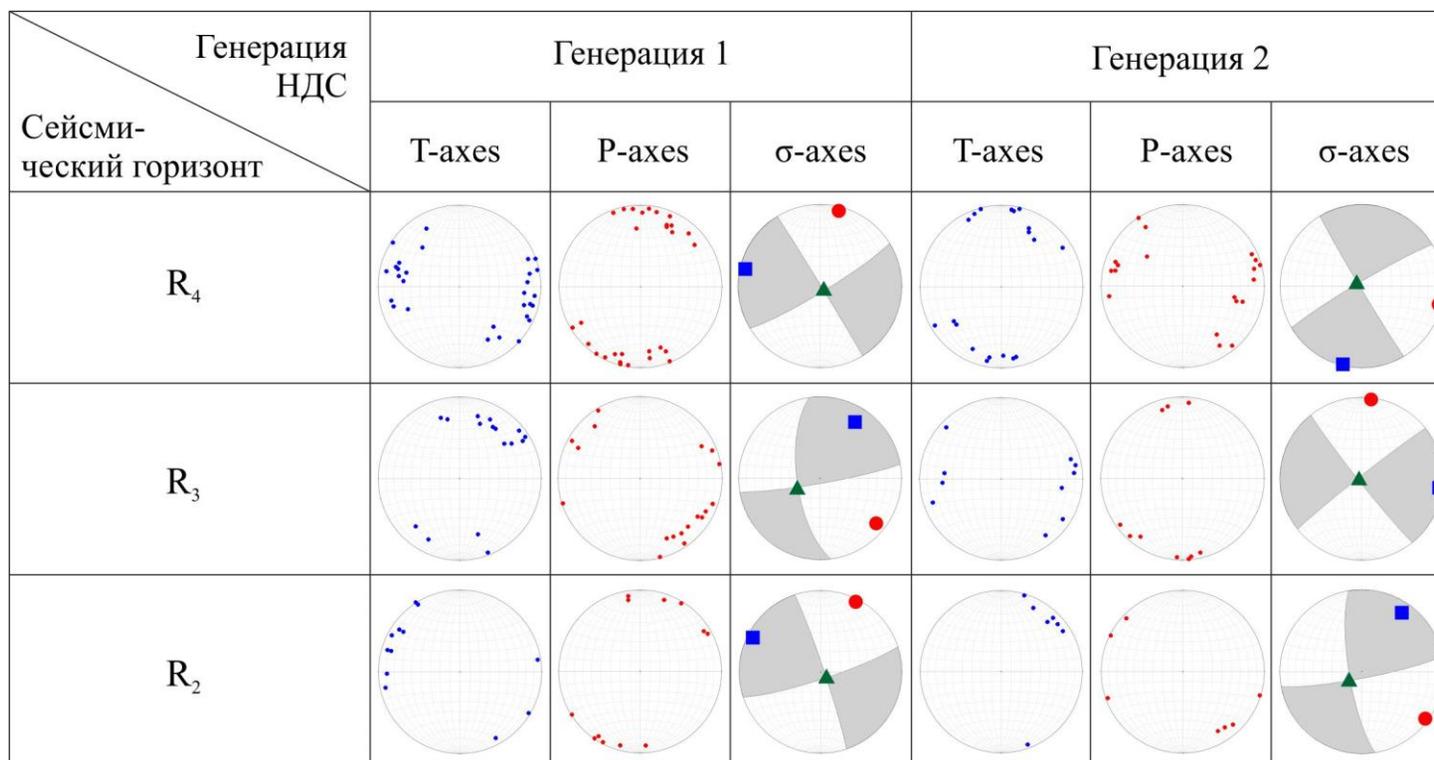


Рисунок В1. Результаты расчета параметров напряженного состояния для сейсмических горизонтов R_4 , R_3 и R_2 , рассчитанных в программе «FaultKin». 1 – ось девиаторного растяжения (σ_1), 2 – промежуточная ось (σ_2), 3 – ось максимального сжатия (σ_3), 4 – ось локального растяжения (T-axis), 5 – ось локального сжатия (P-axis). Белое поле на стереограммах – квадрант сжатия, серое – квадрант растяжения. Сетки Шмидта, проекция нижней полусферы.

Приложение Г. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния на Куюмбинском объекте методом катакластического анализа в программе «StressGeol»

Таблица Г1. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмических R₄, R₃ и R₂ с указанием геодинамического типа напряженного состояния рассчитанных в программе «StressGeol».

Генерация напряженно-деформированного состояния	Ось девиаторного растяжения (σ_1)		Промежуточная ось (σ_2)		Ось максимального сжатия (σ_3)		Коэффициент Лодена-Надаи (μ_s)	Геодинамический тип напряженного состояния (I)
	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения	Азимут погружения	Угол погружения		
Сейсмический горизонт R ₄								
Генерация 1	288	6	64	82	198	6	0,09	3
Генерация 2	197	6	18	85	287	0	-0,07	3
Сейсмический горизонт R ₃								
Генерация 1	22	10	233	78	113	6	0,05	3
Генерация 2	102	6	282	84	12	0	0,16	3
Сейсмический горизонт R ₂								
Генерация 1	288	11	108	79	198	0	0	3
Генерация 2	24	5	204	85	114	0	-0,05	3

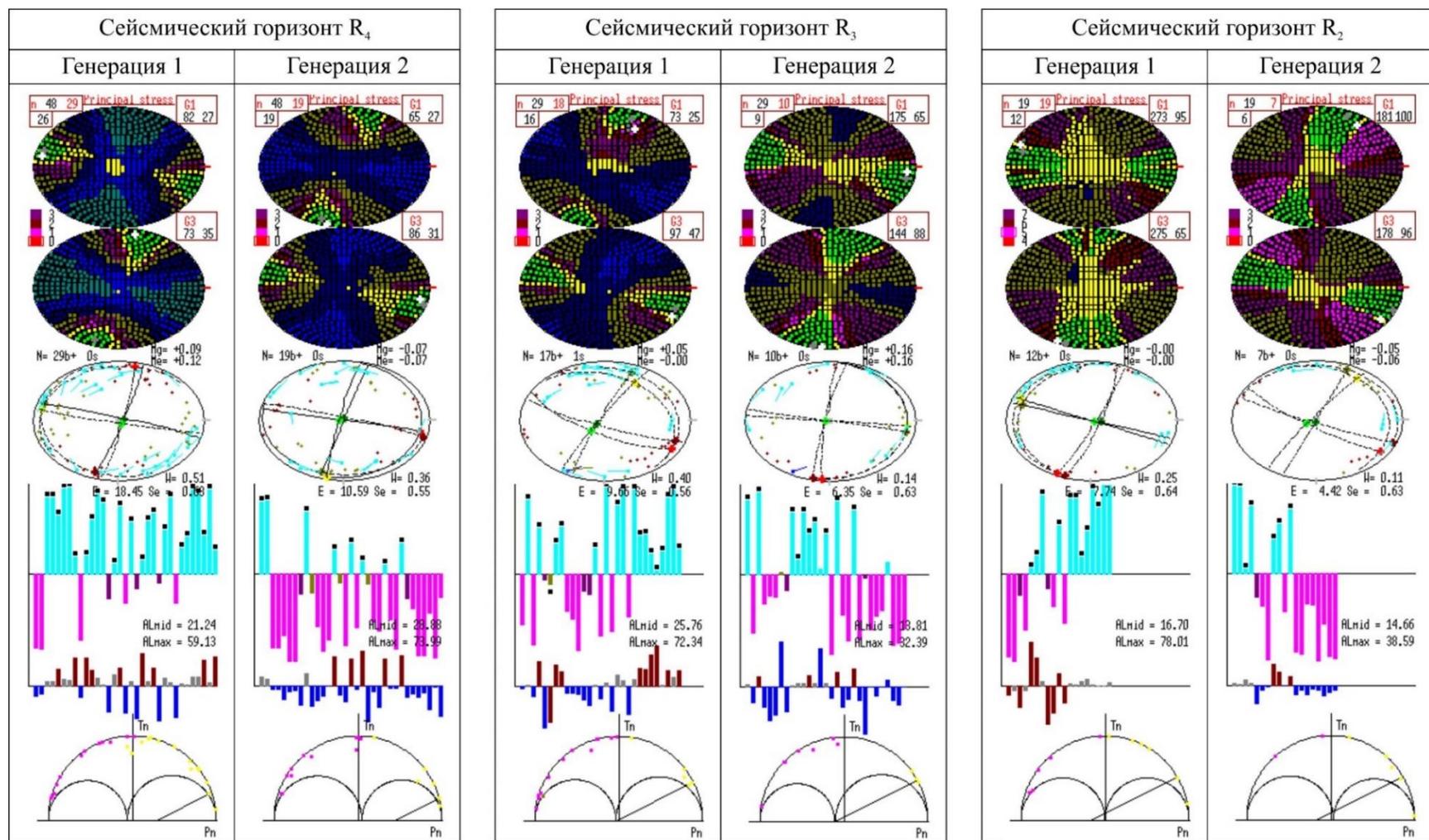


Рисунок Г1. Результаты расчета параметров напряженно-деформированного состояния для сейсмических горизонтов R₄, R₃ и R₂, рассчитанных в программе «StressGeol». Условные обозначения результатов расчета параметров напряженно-деформированного состояния методом катакластического анализа в программе «StressGeol» приведены в первой главе (см. главу 1.4.2.)