

Технология и результаты исследований сейсмического шума в зоне главного разрыва разрушительного Чуйского землетрясения 2003 года

Куликов В.А., Хогоев Е.А., Нефедкина Т.В., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Россия, Сагайдачная О.М., Дунаева К.А., Сальников А.С., ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья МПР, Россия

Аннотация

Приведены результаты изучения процессов постсобытийного периода разрушительного Чуйского землетрясения 2003 г. методами активного и пассивного сейсмического мониторинга. Исследования проведены в течение 4 лет (2004-2007 гг.) на территории Чуйской впадины. В качестве регистрирующей аппаратуры использованы телеметрическая многоканальная станция СТС-24Р с регистрацией удлинённых сеансов (до 180 с) и бескабельная система РОСА-А с автономной непрерывной записью сейсмических событий.

Были получены уникальные экспериментальные данные по динамике состояния горных пород. Выявлены существенные отличия сейсмического волнового поля, наблюдаемого в трещиноватой зоне и вне её, определены параметры, однозначно характеризующие особенности процесса консолидации среды. Выполнена углубленная обработка полевых экспериментального материала, в результате которой показано, что основная информация сосредоточена в вариациях динамических параметров сейсмической записи как в условиях активного, так и пассивного мониторинга.

Показано, что сейсмическая активность территории вызывается не только глубинным афтершоковым процессом, но и более слабыми событиями иной природы, координаты эпицентров которых сосредоточены непосредственно на площади развития разрушений или в ближайшей окрестности.

Введение

Мерой неоднородного, блокового строения земной коры и её внутренней активности считается, по современным данным, сейсмическая эмиссия, которая наблюдается инструментально. Примером регистрации многочисленных сейсмических событий являются данные, полученные авторами на протяжении 2004 - 2007 гг. в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, которое произошло 27 сентября 2003 г. на юге Республики Алтай. Разрушительное сейсмическое событие, магнитуда которого равнялась 7,5 балла по шкале Рихтера, сопровождалось многочисленными афтершоками [1]. Подземные толчки привели к нарушению естественных форм рельефа: на земной поверхности образовались множественные сейсмодислокации. Сам очаг вышел на поверхность в виде протяженной (около 20 км) системы разрывов (рис. 1). Гравитационные силы, а также наличие 75 метрового слоя многолетне мерзлых пород (ММП), создают условия для консолидации разрушенной геологической среды. Однако наблюдается и обратный процесс - продол-

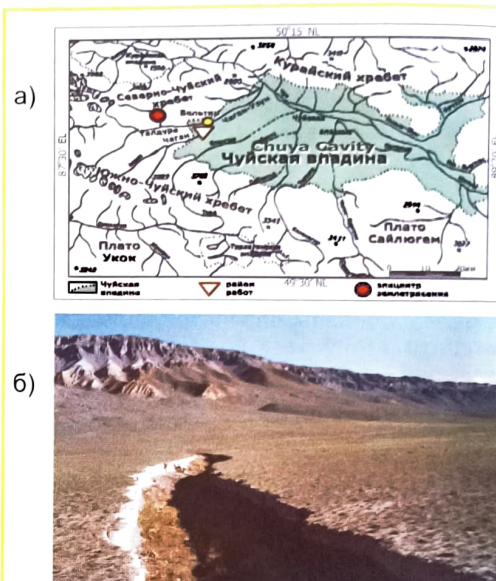


Рис. 1. а) Район работ в зоне главного разрыва Чуйского землетрясения 2003 г.; б) трещина, идущая вкrest сейсмическому профилю

жающееся дробление на более мелкие блоки в силу многочисленных афтершоков, общее количество которых за четыре года составило свыше 300 с магнитудой 3 балла и более по шкале Рихтера. Со временем, частота следования и энергетический класс афтершоков постепенно падают, но процесс кластеризации продолжается в явном виде.

Главная цель исследований - изучение естественного фона микросейсмической активности в зоне главного разрыва землетрясения и динамики процесса консолидации горных пород верхней части разреза (ВЧР) Чуйской впадины.

Чуйская впадина является частью Курайско-Чуйской системы альпийских межгорных структур, образование которых относится ко второй половине кайнозоя. Главными чертами новейшей структуры этой территории являются разломные границы между впадинами и окружающими их с северо-востока и юго-запада горными сооружениями. Впадины заполнены сложной построенной толщей континентальных отложений палеогена, неогена и плейстоцена. Мощность накопившихся в Чуйской впадине кайнозойских отложений достигает 1200 м, а на участке исследований их мощность составляет 200 - 300 м. В районе работ зона главного разрыва на поверхности представлена четырьмя трещинами юго-восточного простирания. Три трещины, глубиной не более 0,5 м, имели раскрытость в пределах 0,5 - 1,5 м, а наибольшая трещина имела глубину около 3 м при ширине 7 м.

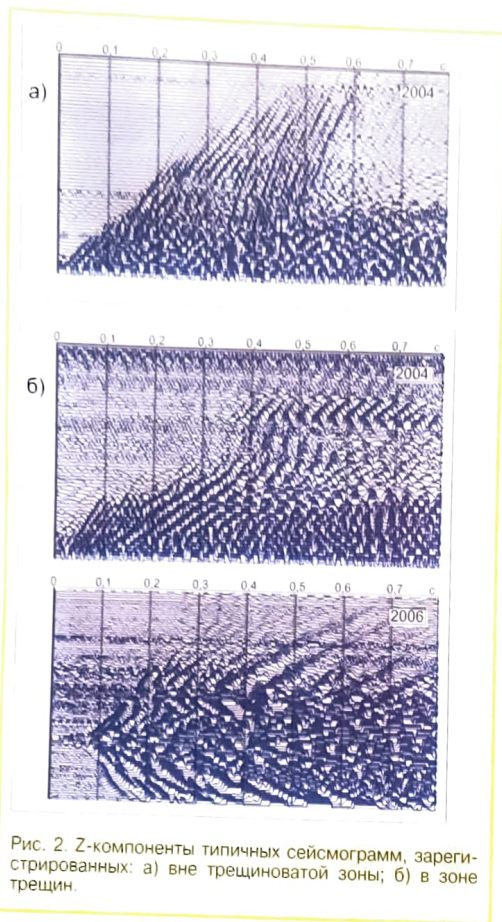


Рис. 2. Z-компоненты типичных сейсмограмм, зарегистрированных: а) вне трещиноватой зоны; б) в зоне трещин.

Методика экспериментальных сейсмических работ

Исследование факторов, характеризующих динамику процессов микросейсмической активности, проводилось по данным активного и пассивного сейсмического мониторинга периферии эпицентральной зоны Чуйского землетрясения 2003 г.

Методика экспериментов заключалась в проведении на линейных профилях трехкомпонентных сейсмических наблюдений с использованием групп одиночных вертикальных (GS-20DX) и горизонтальных (GS-20DX-2B) сейсмоприёмников. Система профилей располагалась на поверхности таким образом, чтобы перекрыть трещиноватую зону под различными углами, в том числе вдоль (около 300 м) и в крест простирания трещин. Наибольшая протяженность профиля составила 915 м, и была ограничена горным рельефом района работ. Один профиль был расположен на расстоянии 4,5 км от зоны дислока-

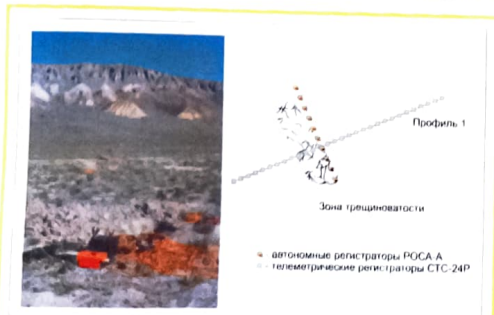


Рис. 3. Схема сейсмических наблюдений (2007 г.) с автономными регистраторами POCA-A

ций на поверхности блока, где трещины разрыва не выделялись визуально. Сейсмические профильные работы выполнялись с использованием маломощных импульсных источников упругих колебаний "Енисей" (только в 2004 г.) и механических ударов вертикальной направленности с энергией 200 Дж. Расстояния между пунктами возбуждения составляло 200 м, а между пунктами приёма - от 15 до 30 м.

Регистрация сейсмической информации осуществлялась в режиме реального времени телеметрической станцией CTC-24P на открытом канале. Продолжительность одного сеанса записи составляла 10 с. Наблюдения микросейсмических шумов проводились на тех же расстановках до и после сеансов регистрации волнового поля от источника возбуждения, в этом случае длительность записи увеличена до 180 с.

Типичные полевые записи сейсмического поля, полученные вне зоны развития трещин и в крест ее простирания, представлены на рис. 2. Волновое поле, наблюдаемое в трещиноватой зоне, представляет собой колебательный процесс, весьма слабо дифференцированный по времени и пространственным координатам. При этом характерной особенностью первичных сейсмических записей является отчетливое прослеживание границы потери корреляции отраженных и преломленных волн, а также изменения их скоростных характеристик, которые соответствуют пространственным координатам трещин, видимых на поверхности.

Сейсмические наблюдения с автономными регистраторами POCA-A

В 2007 г. сейсмические работы с искусственным источником возбуждения упругих колебаний были дополнены наблюдениями (рис. 3) по методике пассивного мониторинга и регистрацией данных с использованием автономных регистраторов POCA-A [4].

Система синхронизации времени, реализованная в автономных регистраторах, включает GPS-приемник, прецизионный тактовый генератор (нестабильность опорной частоты составляет менее 10-8 с) и систему автоподстройки, которая обеспечивает контроль синхронизации в целом. Для записи информации используются промышленные Flash-карты ёмкостью 2 Гб и стандартная файловая система FAT16 (32), которая обеспечивает многоуровневое защищенное хранение и высокую скорость передачи больших объемов информации. Режим регистрации программируется с использованием операционной системы, поддерживающей файловую систему FAT и накопители USB Mass Storage. При подключении регистратор представляется пользователю как жёсткий диск, аналогично USB FlashDrive.

Методика экспериментов с автономными регистраторами представляла собой ряд дискретно-непрерывных трехкомпонентных наблюдений волнового поля, как в пределах трещиноватой зоны, так и вне зоны. Высоко-точная система синхронизации позволяла проводить сейсмические наблюдения в заданных пунктах приёма без предварительной временной настройки, с увеличенной до 24 часов продолжительностью сеансов



ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ ТОНКОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ

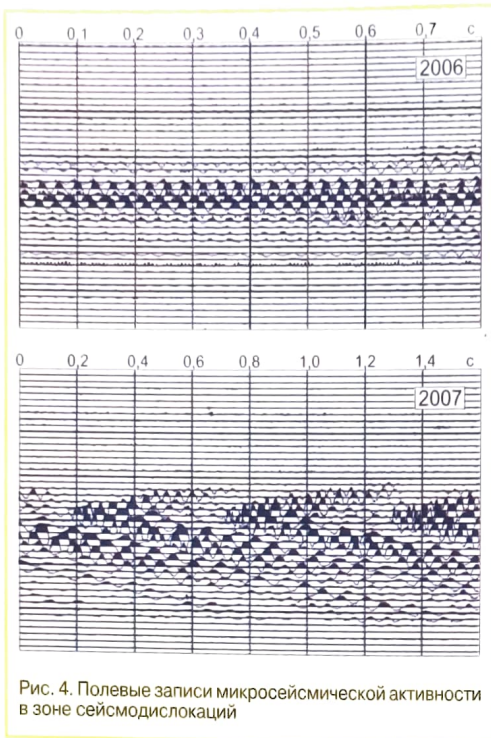
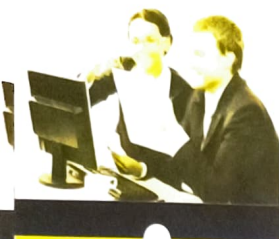


Рис. 4. Полевые записи микросейсмической активности в зоне сейсмодислокаций

непрерывной записи сейсмических событий.

Общая характеристика микросейсмической активности

Зона поверхностных сейсмодислокаций отчетливо отображается полосой сильных микросейсмических колебаний (рис. 4). На всех сейсмограммах выделяются отдельные участки, пересекающие трещиноватую зону, где наблюдается устойчивый и независимый от внешних условий повышенный уровень шума, который превышает в несколько раз (от 8 до 20) обычный уровень ветровых помех. Максимальная интенсивность микросейсмической активности наблюдалась в период работ 2004 г., а минимальный уровень микросейсмического процесса был зафиксирован в 2005 г., когда максимум интенсивности существенно (в 10 раз) снизился. Данные, полученные в период наблюдений 2006-2007 гг., свидетельствуют о новом возрастании сейсмической активности в зоне главного разрыва относительно 2005 г. [3]. Максимальная плотность энергии сейсмических шумов сосредоточена в интервале частот от 10 до 60 Гц.

Микросейсмические события, наблюдаемые на сейсмических записях, можно разделить на три колебательных процесса. Первый из них порождается метеоусловиями высокогорной местности в виде сейсмических импульсов, хаотически распределенных по всей длине записи (обычные микросейсмы). Кроме того, к этому же типу отнесены интенсивные поверхностные волны, порождаемые колебаниями открытых и скрытых провалов грунтов ВЧР резонансного типа при ветровой нагрузке на их субвертикальные поверхности.

Второй тип микросейсм имеет техногенное происхождение.

Третий вид микросейсмических событий представляет собой записи достаточно сильных сейсмических событий – как одиночных, так и в виде некоторых серий. Эти события

регистрируются независимо от метеоусловий, прослеживаются на сейсмограммах по отчетливым гиперболическим годографам с высоким (много больше 1) коэффициентом отношения сигнал/помеха. Признаками этих сейсмических волн, которые и позволяют выделить их в особую группу, являются пониженные доминирующие частоты волновых импульсов (не более 20 - 25 Гц), низкие скорости распространения колебаний (меньше 880 м/с) и быстрый выход гиперболического годографа на асимптоту, примерно на расстояниях 80 - 100 м от его минимума [7].

Методика обработки и анализ динамических параметров

В основу методики обработки данных, полученных в режимах активного и пассивного сейсмического мониторинга, было положено условие линейности процесса суперпозиции упругих волн, наблюдаемых как в зоне трещиноватости, так и вне этой зоны. В целом, методика обработки сейсмических записей включала в себя анализ кинематических и динамических параметров полного волнового поля и отдельных волновых пакетов, приуроченных к консолидированным и разрушенным участкам, пересекаемых профилями.

В результате обработки материала было определено, что основная информация о процессе консолидации горных пород ВЧР Чуйской впадины содержится в вариациях динамических параметров сейсмического

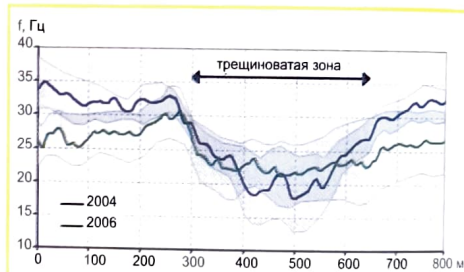


Рис. 5. Преобладающая частота сейсмического поля

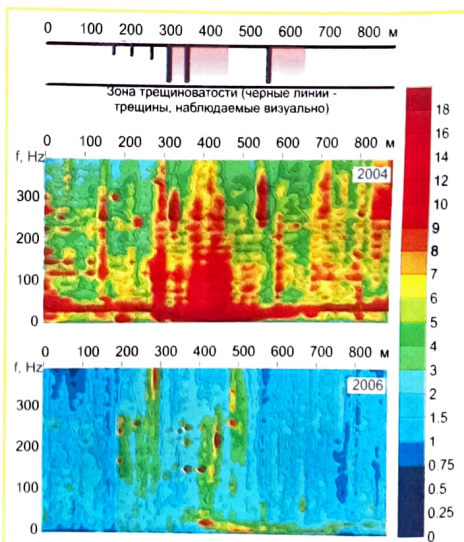


Рис. 6. Плотность распределения энергии сейсмического поля



ТОЧНОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИИ

волнового поля [3, 7]. На сейсмограммах были выделены интервалы резкого падения и возрастания амплитуд сигналов, которые по пространственным координатам соответствовали положению поверхностно выраженных сейсмодислокаций ВЧР, образованных вследствие разрушительного землетрясения 2003 г. При прохождении сигнала через трещиноватую зону наблюдается поглощение высокочастотной составляющей спектра. Вместе с тем, динамические параметры сигнала восстанавливают свои средние значения вне этой зоны, что указывает на ограниченность проникновения поверхностных разрушений ВЧР в глубину. В результате, часть волнового поля огибает снизу трещиноватую зону и выходит на поверхность с большей энергией, чем та часть, которая прошла область разрушений. По амплитудно-частотным спектрам волновых полей был выявлен эффект "проседания" спектральной плотности энергии сигналов в трещиноватой зоне, а также прослежено (рис. 5) постепенное уменьшение со временем амплитуды "проседания" преобладающей частоты, например, от 40 % в 2004 г. до 20 % в 2006 г. в интервале профиля 300 - 650 м.

Изучение параметров пространственно-временного распределения микросейсмической активности проводилось с помощью пакета программ обработки сейсмических данных SAN-MCS, адаптированного к специфике сейсмического мониторинга. Полученные результаты подтверждают и дополняют основные выводы по изучению динамики полного волнового поля, возбуждаемого источником упругих колебаний. Наблюдается (рис. 6) повышенная плотность энергии микросейсмических шумов, приуроченная к зонам трещиноватости.

Анализ соотношений амплитуд шумов на горизонтальных компонентах, зарегистрированных на участках, расположенных в зоне трещиноватости и за ее пределами, показал, что интенсивность записей горизонтальных

компонент одинакова вне зоны сейсмодислокаций и существенно различается при размещении сейсмоприемников непосредственно в разрушенной зоне. Диаграмма распределения интенсивности микросейсмических шумов показывает (рис. 7а), что при расположении расстановки сейсмоприемников вне зоны сейсмодислокаций четко выделяются два интервала: на первом (пикеты 0000 - 530), интенсивность записи микросейсм на всех компонентах мала, на втором (пикеты 540-735) существенно повышена: в 1,3 раза для компоненты х и в 2 раза для у. Этот факт интересен тем, что в 2005 году в интервале наблюдения повышенной микросейсмической активности, которая была зарегистрирована ранее (2004 г.) горизонтальными сейсмоприемниками, обнаружено структурное изменение условий залегания пород ВЧР. На протяжении нескольких сот метров произошло растрескивание грунтов на отдельные блоки и опускание их на глубину до 0,5 м, и появились новые провалы [3].

Модель процесса микросейсмической активности разрушенной зоны

Разрез участка исследований характеризуется как тонкослоистый и высокоскоростной [2, 3]. Скорость прямых продольных волн в самом верхнем слое мощностью 5-8 м, состоящем из уплотненных суглинков с многочисленными включениями галька, составляет 380 - 460 м/с. Этот слой подстилает слой ММП мощностью 75 м, скорость продольных волн в нем изменяется от 2500 до 3100 м/с. Глубже следует слой пониженной скорости (до 2000 м/с), сложенный уплотненными и увлажненными глинами, под ним лежат водонасыщенные глинистые сланцы со скоростью 3400 м/с. Породы, составляющие палеозойский фундамент, располагаются на глубине 250 м и более, характеризуются скоростью упругих волн порядка 4000 м/с. По базе данных профильных сейсмических наблюдений МОВ 2004-2005 гг. впервые были построены временные разрезы по отраженным продольным и обменным волнам, на которых (за исключением зоны сейсмодислокаций) удовлетворительно прослеживаются поверхность слоя ММП, кровля глин, поверхность трещиноватых сланцев, кровля фундамента [7]. Полученные данные по пространственному положению отражающих горизонтов на продольных и обменных волнах и скоростные характеристики распространения сейсмических волн по разрезу послужили основой построения сейсмогеологической модели участка исследований (рис. 7б).

Анализ сейсмических данных и составленной сейсмогеологической модели участка наблюдений позволили построить приближенную модель процесса микросейсмической активности разрушенной зоны. В основу такой модели положено условие возможного формирования дополнительных блоковых структурных элементов в тех породах, которые являются по своим упругим характеристикам наиболее хрупкими образованиями. К ним, в первую очередь, отнесен слой ММП и слой глинистых сланцев, который включает в себя внутренние трещины разного уровня раскрытости и ориентации, поэтому обладает изначально некоторой свободой переме-

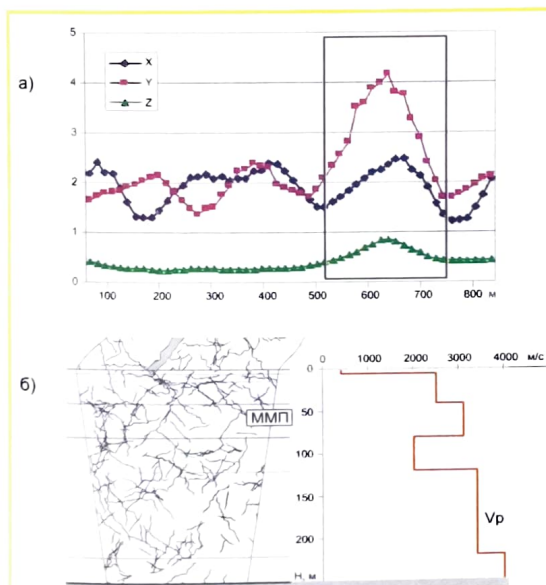


Рис. 7. а) Соотношение амплитуд 3С сейсмической записи (2004 г.); б) модель геологического разреза в зоне разрывных нарушений



шений отдельных слагающих его элементов. Максимальные амплитуды смещений среды наблюдаются, как известно, в ближней окрестности свободной поверхности, за которую можно принять кровлю ММП, поскольку упругий импеданс этих пород только по скорости в 8 раз больше, чем в верхнем слое. Среда, вмещающая зону неоднородностей, представлена в виде полупространства. Упругие характеристики зоны неоднородности сформированы на 12% меньше таковых в окружающем полупространстве. Разрывы сплошности в ней моделировались путем проведения границ, которые соответствовали пространственному распределению трещин, выделенных визуальным, и стратиграфических границ вертикальной и горизонтальной ориентации, соответственно. Сейсмическая активность области представлена независимой генерацией упругих волн каждым отдельным блоком.

Задача состояла в сравнении результатов численного расчета амплитуд сейсмических волн, являющихся суперпозицией импульсов от каждого источника в отдельности, с данными поверхностных наблюдений микросейсмической активности. Результаты численного моделирования показали, что основная энергия сейсмического волнового поля концентрируется в непосредственной окрестности от границ зоны трещиноватости, особенно в низкочастотном диапазоне излучения (10 - 40 Гц). Области падения интенсивности сейсмической записи отчетливо привязаны к границам сейсмодислокаций. Сравнение распределения амплитуд реальных микросейсмических событий по пространственным координатам на профиле с расчетными данными показало, что модель процесса формирования очагов местных сейсмических событий вполне удовлетворительно объясняет реальное распределение амплитуд колебаний по профилю. Четко выделяются границы повышенной интенсивности микросейсмических колебаний, особенно низкочастотного диапазона (10 - 40

Гц), которые приурочены к границам зоны неоднородности. Максимальная интенсивность шумов концентрируется в области, прилегающей к центру зоны сейсмодислокаций.

Вместе с тем, несмотря на удовлетворительные результаты математического моделирования микросейсмической активности, все же нельзя говорить о физической природе этого процесса, поскольку при любом положении источника сейсмической волны, включая боковое, должна наблюдаться гиперболическая зависимость времени вступления волны от координаты x , то есть обычный годограф. Однако, по результатам активного сейсмического мониторинга периода 2004 - 2006 гг. годографы волн от микросейсмического события не были явно прослежены, и был поставлен вопрос о существовании подобных источников. Положительный ответ на этот вопрос был получен по данным пассивного сейсмического мониторинга.

Результаты пассивного сейсмического мониторинга

В соответствии с современными представлениями, блоковая структура является внутренним источником сейсмического процесса, который генерируется динамикой взаимодействия отдельных элементов с внешней возмущающей силой, в качестве которой могут выступать приливные волны [7]. Попытка наблюдения таких возмущений при увеличенном времени регистрации (от 3 минут до 24 часов) оказалась успешной.

Действительно, на сейсмограмме (рис. 8а), которая отображает отклик среды на внешнее механическое воздействие, произведенное на глубине 0,5 м, наблюдается волновое поле отраженных и преломленных волны, доминирующие частоты которых занимают обычный для сейсморазведки диапазон от 30 до 45 Гц. Годографы волн определяются скоростными характеристиками и мощностью соответствующих слоев сейсмогеологической модели района работ. Но запись волнового поля, начиная с 8 с, по скоростным и динамическим характеристикам не соответствует колебаниям, порожденным от более глубоких границ, но подобна сейсмической записи, зарегистрированной на этом же профиле ранее в 2006 г. (рис. 2). Характерно запаздывание вступления этих волн и концентрация энергии колебаний на трассах сейсмограмм, расположенных в зоне разрушений, либо в ее ближайшей окрестности. Скоростные характеристики этих колебаний не соответствуют теории упругости для сплошной среды, поскольку их величины больше, чем скорость поверхностных прямых волн и много меньше, чем средняя скорость распространения упругих колебаний по разрезу. Следовательно, наблюдаемые волновые возмущения формируются внутри зоны дислокаций, как каналовые волны от нескольких источников, последовательно возбуждаемых смещениями на фронтах волн, движущихся от источника в глубину разреза.

Этот вывод подтверждается сейсмограммой (рис. 8б), зарегистрированной в условиях практически полного затишья. На данной записи наблюдается классический годограф,

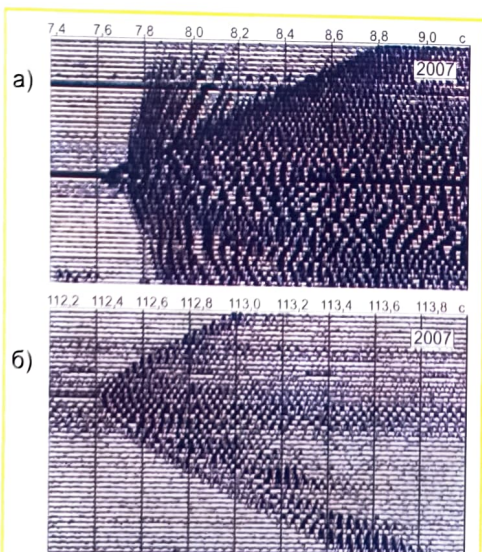


Рис. 8. Z-компонента записи (2007 г.) в зоне главного разрыва: а) взрыв на глубине 0,5 м; б) внутренний источник возмущения

соответствующий отражению от неглубокой границы, иначе говоря, зарегистрировано некоторое возмущение волновой природы от внутреннего источника, которое произошло в ночное время при положении Луны в зените над полигоном. Так структура первой сейсмограммы закономерна, с точки зрения генерации упругих волн источником поверхностного типа, в то же время на второй присутствует всего одна волна, годограф которой свидетельствует о ее глубинном происхождении (полностью отсутствуют поверхностные колебания и другие отраженные волны).

Источником этого возмущения может быть приливная деформация пород ВЧР, разрушенных землетрясением и являющихся наиболее податливой частью геологического разреза участка исследований. Кроме того, по кинематике эта волна не соответствует ни одной из тех, которые генерированы поверхностным источником и зарегистрированы как результат взаимодействия упругой волны с внутренними границами среды. Скорость распространения возмущения в 1,2 раза больше и составляет 375 м/с, доминирующая частота волнового импульса лежит в интервале 22 - 27 Гц, что меньше на 10 Гц по отношению к тем же характеристикам для импульса прямой поверхностной волны. Более того, амплитуда волнового возмущения затухает гораздо сильнее, чем амплитуда прямой поверхностной волны. Так, на расстоянии 120 м от датчика, регистрирующего минимум времен вступлений, амплитуда возмущения падает в 3 раза, в то время как на этом же расстоянии амплитуда поверхностной волны уменьшается не более, чем на 25%. Отметим зависимость коэффициента поглощения от позиции регистрирующего прибора: вне зоны трещин амплитуда колебаний возмущения резко падает (рис. 8, б), а затем восстанавливается практически до прежнего уровня. Для поверхностной волны от искусственного воздействия такой закономерности изменения амплитуд вдоль профиля не наблюдается.

Далее, в качестве интересного примера наблюдения подобных микросейсмических событий, приведена сейсмограмма, на которой зарегистрированы в течение 47 с сразу три последовательных события (рис. 9).

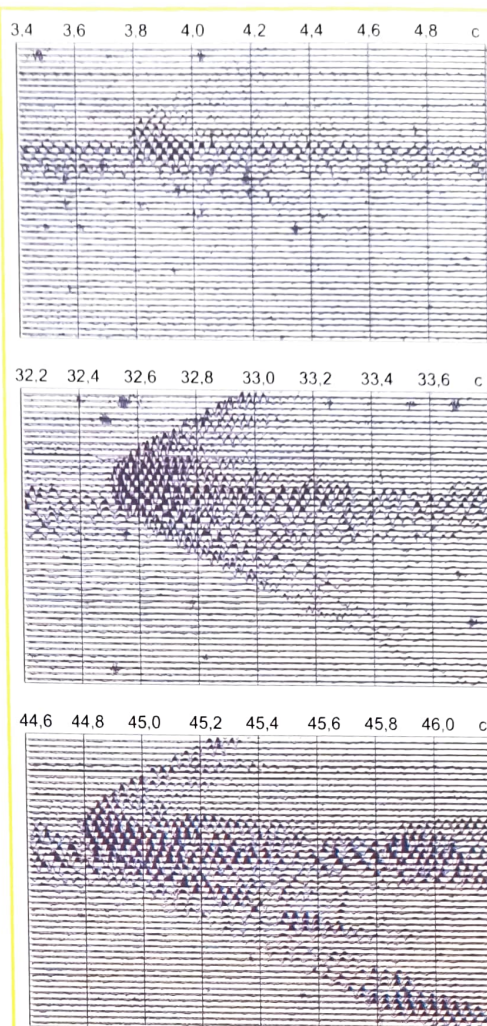


Рис. 9. Z-компонента записи серии микрособытий в зоне главного разрыва (2007 г.)

Оценка глубинного положения источников этих событий по величинам средней скорости и времени регистрации показала, что генерация волн может происходить на глубинах от 300 до 400 м. Особо отметим приуроченность координат эпицентров всех без исключения микросейсмических событий, зарегистрированных на профиле, к зоне сейсмодислокаций.

Таким образом, повышенный уровень

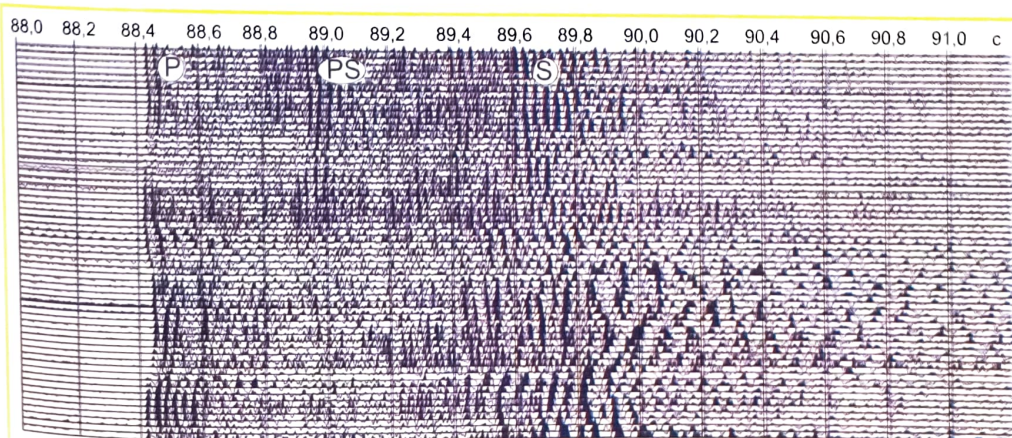
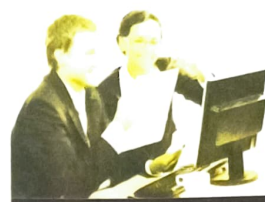
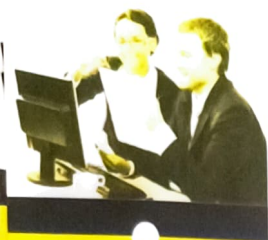


Рис. 10. Z-компонента записи афтершокового события (2007 г.)



ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ ТОНКОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ



микросейсмических событий, присутствующих на записи и приуроченный к границам трещиноватости, показывает, что источники возмущения располагаются на глубине в пределах этой же зоны. Исследованиями установлена связь микросейсмических событий с деформационными процессами, порождаемыми землетрясениями и приливами. Причиной микросейсмических событий является, по-видимому, появление в ослабленном объеме среды смещений отдельных блоковых структур, составляющих массив, относительно друг друга, и, как следствие этого движения, излучение микротресков в окружающее пространство [5, 6].

Безусловно, линейной расстановкой приборов кроме микросейсмических событий были зарегистрированы и афтершоки (рис. 10). В этом случае возмущение поверхности представляет собой плоский волновой фронт, который фиксируется сейсмоприемниками в виде переизлученных вторичных упругих волн. Эти волны возникают вследствие взаимодействия возмущения с теми блоковыми структурами, которые пересекаются лучом, восходящим из пород фундамента. Передний фронт продольной волны (P) регистрируется на времени 88,43 с, и здесь совершенно отчетливо выделяется интервал 135-400 м, занятый зоной сейсмодислокаций, пересекая которую волна задерживается на 20 мс. Не менее отчетливо фиксируются гиперболические фрагменты годографов на временах регистрации поперечной волны (S) 89,6 с. Расчет расстояний показал, что слабые афтершоки распределены на площади, радиус которой равен 12 км. Расстояние до отдельных единичных сейсмических событий превышает 20 км. Можно отметить, что регистрация пространственно распределенными расстановками сейсмоприемников позволяет более уверенно выделять волновые фронты удаленного сейсмического события, изучать их структурные изменения по латерали, связать эти вариации с параметрами состояния горных пород как ВЧР, так и всего осадочного чехла.

Выводы

- Сейсмическая активность зоны главного разрыва Чуйского землетрясения 2003 г. продуцируется не только глубинным афтершоковым процессом, но и более слабыми событиями иной природы. Особенность этих событий в том, что координаты их эпицентров сосредоточены непосредственно на площади развития поверхностных разрушений или в ближайшей окрестности.
- Наиболее информативными параметрами, характеризующим динамику процесса восстановления среды, являются амплитудно-частотные характеристики, как полного волнового поля, так и локальных волновых пакетов от микросейсмических событий.
- Амплитудно-частотные характеристики микросейсмической активности разрушенной зоны соответствуют вариациям спектральных параметров упругих волн, зарегистрированных от искусственных источников возбуждения.
- Трещиноватая зона построена по блоко-

вому принципу и является внутренним источником микросейсмической активности территории; глубина зарождения сейсмически активных событий приурочена к пространственному положению границ ММП и кровли фундамента.

- Скоростная характеристика трещиноватой зоны соответствует скорости распространения самого медленного и низкочастотного возмущения, что приводит к возникновению демпфирующего эффекта и прохождению только длинноволновых сейсмических возмущений.

- Методически исследования оказываются возможными только в случае использования многоканальных телеметрических систем с автономным или удлинненным способом записи сейсмических волн по схеме 2, 3D -3C в режиме реального времени.

Список литературы

1. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. Чуйское землетрясение и его афтершоки. // Доклады РАН, 2004, 395, № 4
2. Дашевский Ю.А., Неведрова Н.Н., Куликов В.А., Моисеев Б.Е., Подбережный М.Ю., Сагайдачная О.М., Дунаева К.А. Изучение трещиноватых зон комплексом сейсмических и электрических наблюдений на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения. // Физические проблемы поиска и разведки полезных ископаемых, 2006, № 6
3. Куликов В.А., Моисеев Б.Е., Нефедкина Т.В., Хогоев Е.А., Сагайдачная О.М., Дунаева К.А. Сейсмический мониторинг геологической среды в условиях поверхностно выраженных сейсмодислокаций (результаты изучения анизотропных сред) // ГЕО-Сибирь-2007. Сб. матер. Международного научного конгресса. Новосибирск: РИО СГГА, 2007, Т. 5.
4. Сагайдачная О.М., Сальников А.С., Сагайдачный А.В., Шмыков А.Н. Бескабельная система регистрации РОСА-A - техническая основа активного и пассивного сейсмического мониторинга. // 5-я международная выставка "НЕДРА-2008", тезисы научно-технической конференции "Техно-технологическое обеспечение геологоразведочных работ. Проблемы и перспективы", 1-4 апреля 2008 г., Москва, Официальный каталог ВВЦ, 2008.
5. Сибиряков Б.П. Возникновение нелинейных колебаний при слабых возмущениях и генерализация трещин в процессе разрушения. // Физическая мезомеханика, 2006, Т. 9, № 6
6. Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х. Исследование источников сейсмической эмиссии в земной коре (Япония, северный Канто) // Доклады РАН, 1997, 357, № 4
7. Kulikov V.A., Sagaidachnya O.M., Dunaeva K.A., Moiseev B.E., Salnikov A.S., Hogojev E.A. Monitoring of seismic activity of rocks broken by Chuya earthquake in 2003. // International Conference & Exhibition, 7-10 April 2008, Lenexpo (EAGE, EAFG, SEG), Saint Petersburg, 2008, A005.