

Черноморская сейсмическая область представлена Новороссийско-Сочинской сейсмоактивной тектонической зоной, парагенетически связанной с заложением и развитием Туапсинского краевого прогиба в теле Закавказской плиты. В области выделяются Анапский и Сочинский сейсмомаксимумы (районы). Тектодинамически они принадлежат к разряду зон сжатия, связанных с дрейфом Западного Кавказа на запад и поддвигом вала Шатского под вовлеченного в горное сооружение Большого Кавказа северного фланга Закавказской плиты (Гагрско-Джавское складчато-глыбовое поднятие). Не исключена связь с гравитационным сползанием горного сооружения в сторону Черного моря.

Совместный анализ сеймотектонических сводных схем различных лет и сеймотектонической схемы, разработанной на основе землетрясений последнего десятилетия (1991 – 2001 гг.), позволил установить, что Северо-Кавказскому региону в целом характерно перманентное функционирование основных максимумов эпицентров землетрясений. Сеймотектоническая модель Северного Кавказа испытывает во времени изменения, которые в целом связаны с изменением характера реакции южной «жесткой» части Скифской плиты на все продолжавшееся продвижение Закавказской плиты на север. С этим продвижением парагенетически связано отраженное «растекание» [5, 10] блоков Большого Кавказа в широтном направлении (восточного сегмента на восток, западного – на запад), а также возникновение ряда деструктивных зон сжатия, растяжения и сдвига, в общем виде обязанных тектонике инденторного типа.

Работа выполнена в порядке личной инициативы и в целом не претендует на решение затронутых в ней проблем. В первую очередь это касается расшифровки механизмов формирования сейсмоактивных зон, поясов. Один из них предполагает связь с тектоникой плит (подавляющее число максимумов землетрясений), другой – с плюм – тектоникой или с развиваемой в ВИЭМС концепцией сейсмоактивных флюидно-магматических систем [8], к которой в нашем случае принадлежит Грозненская сейсмическая зона. Установленный недавно [2] повышенный конвективный тепловой поток в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба позволяет допускать принадлежность этой зоны к структурам типа континентальных рифтов.

Литература

1. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа. // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. С.208 – 226.
2. Греков И.И., Ослопов Д.С., Пруцкий Н.И. и др. тектодинамическая структура Северного Кавказа (опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока). Ессентуки, 2001. 108 с. Деп.
3. Греков И.И., Пруцкая Л.Д., Круткина О.Н. Сеймотектонические зоны Северного Кавказа. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.:ГЕОС, 2005. С. 182 – 185.
4. Греков И.И. Сдвиги в структуре Северного Кавказа и их минерагеническое значение. // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении Юга России и Кавказа. Новочеркасск: 2006. В печати.
5. Кооп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с.
6. Короновский Н.В. Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование. // Вестн. Моск. ун – та, сер. геол., 1984, № 6, с. 7 – 18.
7. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
8. Пронин А.П., Пруцкая Л.Д., Круткина О.Н. и др. Проявления дальних катастрофических землетрясений в структуре гидрогеодеформационного поля Северного Кавказа. // Геологический вестник Центр. Районов России, 2001, № 3 – 4, с. 23 – 37.
9. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона. // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106 – 113.
10. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным). // Физика земли, 1999, № 9, с. 3 – 18.
11. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.

Сеймоструктуры Восточного Кавказа

М.А. Маркус

ФГУП «Кавказгеолсъемка»

Восточный Кавказ с землетрясениями в 7-8 баллов является наиболее сейсмически активным на Большом Кавказе. Они происходят в 2-3 раза чаще, а темпы поднятий (8-15 мм/год) почти вдвое больше чем на Западном Кавказе. Сейсмическая активность и структуры рассматривались и ранее [1, 5, 11], но точность инструментальных наблюдений оставалась низкой до последних десятилетий [2]. Ниже проанализированы инструментальные сейсмические наблюдения С.О. Гаджиева, З.А. Мусалиевой, С.С. Сардарова, М.М. Мирзалиевой, О.А. Асмановой и др. применительно к геологическим структурам, установленным геологической съемкой последних десятилетий.

Домезозойский фундамент на Восточном Кавказе глубоко погружен и перекрыт юрскими терригенными отложениями – на северо-востоке дельтовыми осадками, переходящими южнее в шельфовые, а в осевой части бассейна сменяющиеся мощными аспидными батиальными отложениями (более 10-12 км). По южной границе последних появляются эффузивы основного состава. По периферии бассейна мощности осадков сокращаются (прибрежные фации) и средняя юра с размывом (кроме южного склона) перекрывается известняково-терригенными верхней юрой, мелом, палеоцен-эоценом общей мощностью 2-3 км, (на южном

склоне в 1,5-2 раза больше). По периферии они перекрываются олигоцен-четвертичными молассами мощностью 5-6 км. Фациальный анализ намечает раннеальпийскую мобильную осевую «геосинклинальную» часть региона и относительно стабильное «субплатформенное» обрамление [7].

В среднеальпийское время темпы погружений уменьшаются на порядок, их максимумы смещаются к югу в зону современного Южного склона. В субплатформенной области закладываются брахискладки, возникают стратиграфические, а местами угловые несогласия [7]. В позднеальпийское время тектоническая активность резко возрастает. Коллизионным смятием формируется мощная орогенно-складчатая мегантилинозная структура, а зоны погружения смещаются к северу и югу в орогенные прогибы [8]. Крупные напряженные складки образуют антиклинории Главного и Бокового хребтов составляющих ядро асимметричного мегантилинория с широким северным и узким южным крыльями. Складки ядра рассечены дайками и минерализованными разрывами. Амплитуды складок и разломов нередко превышают 1-5 км.

Скифскую и Закавказскую плиты в орогенных прогибах на севере и юге слагают породы основного состава. Краевые части плит сложены метаморфическими породами с гранитоидными массивами. Между жесткой рамой плит кора имеет наибольшую мощность - поверхность Мохоровичича погружена до 48-55 км против 38-45 км в области плит. Здесь располагается раннеальпийский элизионный бассейн с наиболее мобильной областью прогибания коры, а в позднеальпийское время формируется мощное орогенно-складчатое сооружение. И если части плит основного состава погружены в краевые прогибы, то их менее консолидированные оторочки с блоками гранитоидов включены в горное сооружение по периферии. Центральная часть орогена имеет «пластичный» линейный рисунок магнитного поля и, видимо, сходна по составу пород и характеру деформаций с чехлом, то есть альпийская структура заложена на палеозойской унаследовано и без значительных структурных перестроек.

Большинство эпицентров землетрясений опоясывает Восточный Кавказ с юго-запада, севера и востока, что обусловлено наибольшими контрастами вертикальных движений по разломам на границе орогена и краевого прогиба [13]. Кроме того, большинство землетрясений проецируется на краевую часть плит фундамента и находятся в средней и верхней частях коры. Очаги разрушительных землетрясений обычно приурочены к сочленениям и пересечениям глубинных структур и характеризуются большой площадью проявления и изосейстами не подчиняющимся альпийскому структурному плану. Значительная часть мелкофокусных землетрясений, видимо, связана с продолжающимися деформациями чехла.

Гомогенные пластичные породы коры рассеивают тектонические напряжения, а гетерогенные с «жесткими» блоками способствуют их концентрации на контактах блоков, «мгновенным» смещениям по разломам и землетрясениям.

Это объясняет, почему очаги землетрясений тяготеют к периферии Восточного Кавказа, где сокращаются мощности чехла, а под ним появляются жесткие блоки краевых частей плит и землетрясения почти отсутствуют в центральной части, хотя тектонические подвижки и поднятия в водораздельной зоне наибольшие. При этом структуры антиклинорий Главного и Бокового хребтов ведут себя сейсмически различно.

Антиклинорий Главного хребта и особенно южное крыло формируются при вдавливании в элизионный бассейн подвижного края Закавказской плиты. Ее тыловые блоки поддвигаются под фронтальные, выдавливая их кверху и формируя антиклинорий Главного хребта. Здесь сосредоточено основное количество очагов сейсмического пояса, включая катастрофическими землетрясениями Шемахинского района. Нивелировки на южном склоне подтверждают продолжающиеся вертикальные перемещения блоков с разной скоростью [12].

Антиклинорий Бокового хребта образован мощной «волной» коллизионного сгущивания пластичных сланцев перед фронтом Закавказской плиты. В центральной и западной части фронтальную «волну» образуют крупные стулообразные складки, с узкими выжатыми блоками, не имеющими корней. Несмотря на мощные тектонические подвижки и активное новейшее горообразование, сейсмичность его существенно ниже. На западном фланге региона по р. Терек фундамент ступенчато воздымается, в ядре антиклинория Бокового хребта появляются гранитоидные массивы (Дарьяльский и др.) и сейсмичность его возрастает. Землетрясения 1902, 1915, 1936-39, 1946, 1947 гг. вдоль этой ступени продолжают сейсмическую зону Ахалкалакского нагорья Армении и Турции [4]. Аналогичное положение занимают очаги плейстоценового вулканизма [10].

Сейсмическая зона вдоль южного склона Восточного Кавказа наиболее активна [2, 4]. В западной Кахетии сильные землетрясения происходили в 1530, 1742, 1756, 1811, 1951 гг. К востоку в этой зоне с 1937 по 1953 гг. отмечалось до 76 землетрясений. Большинство их приходится на зону поддвигов южного склона Главного хребта, а концентрация очагов - на узлы пересечения этой зоны глубинными разломами иного плана. В 1962-89 гг. в них произошло от десятков до первых сотен сейсмических толчков. На западном фланге зоны до 67% очагов находилось на глубинах от 15 до 25 км, около 27% менее 15 км (14% 10 км и менее) и около 7% на глубинах более 25 км (до 35 км). В центрально-части зоны только около половины очагов расположено на глубинах 15-25 км, 42% на глубинах менее 15 км, в том числе 23% 10 км и менее (5-8 км) и около 9% на глубинах более 25 км (40-55 км). Поскольку большинство очагов землетрясений тяготеет к уровням, где контактируют толщи разной меха-

нической компетенции, можно полагать, что на западном фланге этот уровень находится преимущественно на глубинах 15-25 км и менее 15 км. На центральном участке этот уровень заметно поднимается значительная часть очагов землетрясений перемещается с глубин 15-25 км на глубины менее 15 км. Это косвенно свидетельствует о приближении жестких блоков плиты к поверхности (положительной Аварской структуре) на этом участке и о увеличении мощности скученных блоков - утолщение вдавливаемого края плиты.

Сейсмический очаг в бассейне р. Стори приходится на пересечения зоны поддвигов Андийским глубинным разломом северо-восточной ориентировки. Восточнее землетрясения приурочены к узлу сочленения субширотного Кехнамедаданского разлома с Зангинским поддвигом. Очаг Южнодагестанского 8-балльного землетрясения 1948 г на глубине до 60 км тяготеет к пересечению Мачхалорского меридионального и Тляротинского общекавказского глубинных разломов. Первый в чехле выражен крупной флексурой с эффузивами, интрузиями [5]. По второму антиклинорий Главного хребта поддвигается под антиклинорий Бокового, причем амплитуда разлома не менее 5 км и около 500 м её приходится на плейстоцен [11]. Изосейсты Аджикендского землетрясения 1938 г. (Малый Кавказ) прослеживаются к северу в створ с Ахвай-Хадумским разломом, ограничивающим с востока Аварское поднятие и Хадумский выступ.

В сейсмически активном Шемахинском районе с 1667 г разрушительные землетрясения происходят каждые 3-30 года. В сейсмических очагах выделяются разрывы общекавказские и поперечные, тяготеющие к поперечному поднятию [5], которое, видимо, продолжает азербайджанское Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие. На северном склоне ее продолжает зона мезозойских куполов, ограничивающих с востока бассейн раннеальпийских погружений [7, 8, 9]. К этой структуре субкаспийской ориентировки приурочена сейсмоактивная зона, к которой тяготеют разрушительные землетрясения 1904, 1913, 1935 гг. с глубиной очагов до 40-150 км. [1]. К узлу пересечения этого поднятия Самурским разломом приурочено Касумкентское землетрясение 1966 г с глубиной очага 19 км и магнитудой 5^Л с субмеридиональными изосейстами. Оно сопровождалось появлением минерализованных источников в широкой меридиональной зоне и возобновлением тектонических подвижек (до 1,5 м) по разрывам даже в 50 км западнее эпицентра.

К сочленению этой купольной зоны с широтными структурами приурочены серии поперечных разрывов и Мугринский сейсмический узел. Более 25 лет он почти не проявлял себя, но в 1988 г количество сейсмолочков возросло до 42. Около 78% их располагались на глубинах менее 15 км (чаще 6-9 км), 17% на глубинах от 15 до 25 км и 5-6 % глубже 25 км.

В северной сейсмической зоне по краю Скифской плиты четко выделяется два крупных сейсмических узла - Сулакский и Чеченский. Первый известен разрушительными 8 балльными землетрясениями 1830, 1970, 1999 гг. и приурочен к пересечению Терского и Сунженского продольных разломов с поперечным Ахвай-Хадумским. Здесь ежегодно фиксируются десятки землетрясений с магнитудой от 3 до 6 (за 1962-89 гг. не менее 530). Более половины их приходится на 1970 г - 269 толчков. Глубина 90% очагов составляет менее 15 км (обычно 5-6 км) и около 10% очагов до 25 км. Ареалы распространения очагов четко фиксируют широтную и субмеридиональную ориентировку вдоль вышеназванных глубинных разломов. Малые глубины очагов свидетельствуют о маломощности чехла и близости блоков фундамента, подвижки которых вызывают землетрясения.

Чеченский сейсмический узел с землетрясениями в 5-8 баллов расположен южнее г. Грозный. В 1962-89 гг. здесь произошло до 550 землетрясений. Возникая на локальных участках, они в течение 2-3 лет расширяли ареал, подчеркивая то субмеридиональную (преобладает), то широтную ориентировку структур, и постепенно затухали. Через несколько лет очередная активизация происходит на том же или соседнем участке и волнообразное распространение толчков повторяется. Всплески активности происходили в 1966 г, 1976 г, 1981 г, 1984 г. Более половины (61%) из них расположены на глубинах от 15 до 25 км, около 25% - менее 15 км и около 14% на глубинах более 25 км. Вместе с более глубинными очагами западного фланга Южного склона они образуют широкую полосу север-северо-западного простирания совпадающую с зоной наибольшего прогибания юрского бассейна и, видимо, являются фрагментом древней доюрской структуры [7, 9]. Структуры чехла в этой зоне явно «активизированы» - складки и разрывы имеют наибольшие амплитуды. Изосейсты Аргунского 8 балльного землетрясения 1966 г подчеркивают субмеридиональный Чанты-Аргунский глубинный разлом. Таким образом:

1. Землетрясения тяготеют к краевым частям региона, и зависит не только от контрастности и интенсивности структурных подвижек, но и от соотношений «жестких» и пластичных масс в верхней коре. «Жесткие» блоки в фундаменте и маломощный чехол способствуют сейсмической активности.

2. Косвенно подтверждаются положение жесткой рамы плит (Скифской и Закавказской), обрамляющих ороген, и их более подвижных краях, которые вовлечены в оргенно-складчатые дислокации, определяя сейсмическую зональность. В центральной части региона тектоническая активность и контрастность подвижек значительно выше, но сейсмичность ниже. Это обусловлено громадной мощностью юрско-палеозойских сланцевых толщ при отсутствии «жестких» блоков фундамента. Тектонические напряжения и подвижки реализуются в «вязких» разрывах и пластичных деформациях.

3. Большая часть землетрясений малой и средней глубины и, очевидно, обусловлена формированием

орогенно-складчатых структур. Очаги приурочены к «горизонту» на границе сред с разной механической компетентностью пород, где происходит мгновенная разрядка тектонических напряжений. Наибольшее погружение этого «горизонта» в западной Чечено-Кахетинской части региона совпадает с субмеридиональной зоной наибольших погружений юрского и, возможно, более дреного бассейнов.

4. Глубокофокусные землетрясения локального зонально-очагового распространения связаны с глубинными разломами, структурами и особенно узлами их сочленения (пересечения).

Литература

1. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. – М.: Наука, 1977. – 148 с.
2. Атлас землетрясений в СССР. – М.: Изд. АН СССР, 1962. – 337 с.
3. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолло В.Н. Выделение сейсмических зон в альпийской складчатой области. – М.: Наука, 1975. – 139 с.
4. Бунин Г.Г. Роль блоковой тектоники в проявлении сейсмичности территории (на примере Дагестана) // ДАН СССР, 1971, т.197, № 2. – С. 411-416.
5. Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А., Сорский А.А., Хаин В.Е. Анализ геотектонич. развития и сейсмичность Кавказа. – М.: Изд. АН СССР, 1960. – 340 с.
6. Маркус М.А. О связи глубинного строения с оруденением в Белокано-аварском районе (Восточный Кавказ) // Сов. Геология, 1977, №7. – С. 117-121.
7. Маркус М.А. Геологическое развитие Восточного Кавказа в юре // Геотектоника, 1984, № 3. – С. 53-68.
8. Маркус М.А. К вопросу о позднеальпийском тектогенезе Восточ. Кавказа // Сов. Геология, 1984, № 12. – С. 81-91.
9. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Сов. Геология, 1986, № 10. – С. 63-69.
10. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа // Изд. МГУ, 1963. – С. 357 с.
11. Никитин М.Ю. Неотектоника Восточного Кавказа // БМОИП, отд. Геол., т. 62, Вып. 3, 1987.
12. Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. – М.: Наука, 1977. – 278 с.
13. Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. – М.: Недра, 1980. – 174 с.

Концепция двойного очага мезозойской геодинамической активности горного Дагестана и возможности ее использования при анализе сейсмических процессов

Н.К. Паливода, Б.А. Батыров
ИГ ДНЦ РАН

Проявления сейсмической активности чаще всего объясняют формированием разломов – эффектом мгновенного «вспарывания» пластов пород при снятии упругих напряжений в земной коре или другими причинами концентрации энергии в зоне очага землетрясения. Одновременно многими исследователями региональные разломы рассматриваются как магма и рудоконтролирующие системы. По представлениям подавляющего большинства геологов, размещение рудных проявлений и магматических тел в зоне Главного Кавказского хребта, сложенного юрскими песчано-глинистыми отложениями контролируется Главным Кавказским разломом и оперяющими его нарушениями. Основанием для этого вывода явилось довольно частое наложение жильной минерализации на дайки, что рассматривалось как доказательство генетической связи оруденения с магматизмом. Таким образом, стала очевидной последовательная связь геодинамической активности с разломами, проявлениями магматизма и оруденения.

Довольно стройная система «доказательств» связи разломов с магматизмом и оруденением, разрабатываемая уже многие десятки лет не всегда подтверждалась фактическим материалом. Детальное изучение разломов показало, что они полностью безрудны и не контролируют размещение рудных проявлений и даек магматических пород [1.5.]. Оказались также ошибочным представление о локализации рудных тел месторождения Кизил-Дере в зоне разлома, т.к. были выявлены типичные черты его осадочного прибрежно-морского и лагунного рудообразования [2.3.].

Важным моментом в познании генезиса руд было открытие в рудах признаков протекания экзотермических реакций образования сульфидов по карбонатам металлов. В процессе таких реакций кварц, карбонаты кальция и магния и частично сульфиды переходили в растворимое состояние, из которых над осадочными рудными телами формировались ореолы жильной минерализации [3.4.].

Подсчеты показали, что в ходе реакций из первичных осадочных руд могло быть переведено в растворимое состояние и вынесено в 5-10 раз больше вещества, чем оставшихся на месте сульфидов, а количество выделившейся при этом энергии было сопоставимо с крупным землетрясением. При этом были установлены признаки «взрывного» характера разгерметизации автоклавной системы сопоставимые с внедрением магматических пород. На этом основании был сделан вывод о близком механизме их образования и, что процесс внедрения жильных масс был одной из основных причин геодинамической активности региона [6].

Дальнейшие поиски зон геодинамической активности проводились нами в районе Главного Кавказского хребта, где современной эрозией вскрыты породы на глубину нескольких километров и, поэтому, здесь мы рассчитывали обнаружить «очаги» мезозойской геодинамической активности. В результате проведенных поисков были выявлены многочисленные дайки магматических пород, кварцево-карбонатных и рудных жил с признаками высокой скорости внедрения и разгерметизации («взрыва») флюидных масс. Особенно четко «взрывной» характер разгерметизации проявляется при переходе жиль-