

А.В.ОЛЕЙНИКОВ, Н.А.ОЛЕЙНИКОВ

Палеосейсмогеология и сейсмическая опасность Приморского края

Впервые оценка сейсмической опасности территории Приморского края дана с учетом не только сейсмо-статистических данных, но и данных о палеосейсмодислокациях. Сейсмическая опасность Западной зоны края составляет местами 7–8 баллов, Восточной – до 10 баллов.

Paleoseismogeology and seismic hazard in Primorye. A.B.OLEINIKOV, N.A.OLEINIKOV (Primorskaya Search-Survey Expedition, Vladivostok).

The paper deals with the study of seismic hazard in Primorye territory. For the first time seismic hazard assessment of Primorye is conducted on the basis of seismostatistical materials and data on paleoseismological dislocations. Locally, seismic hazard of the West Zone of Primorye is estimated as 7–8 balls. Seismic events in the East Zone are estimated up to 10 balls.

Приморский край не считался регионом с высокой сейсмической опасностью и на всех существующих схемах сейсмического районирования относился к территориям с интенсивностью землетрясений не выше 7 баллов (ОСР-78, ОСР-97, М.Г.Органов, 1953 г., Н.М.Органова, 1979 г., С.П.Соловьев, 1980 г., Б.А.Пышкин, 1997 г.). Но уже на карте ОСР-97-В районы Находки и Партизанска отмечены как 8-балльная зона. Карта ОСР-97-С почти все Приморье, кроме юго-западной и центральной части, относит к 8-балльной зоне [12]. На карте ОСР-97-Д появились и 9-балльные зоны. Зону 8–9-балльных сотрясений в юго-западном Приморье выделял В.А.Абрамов (см. [8]). На карте ДСР-2002-В юга Дальнего Востока, составленной Б.А.Пышкиным в 2001 г., выделены 9-балльные участки (в Хасанском районе, в районе Партизанска, Преображения) и даже 10-балльные (в северном Приморье).

Как видим, по сравнению с первой официальной картой сейсмического районирования Приморья балльность прогнозируемых землетрясений существенно повысилась, хотя карты ОСР-97 построены на том же сейсмостатистическом материале, что и более ранние.

Современная сейсмическая активность. По данным за сейсмостатистический период, т.е. начиная с 1867 г., когда было зарегистрировано первое землетрясение, на территории Приморья, сопредельных районов Китая, Хабаровского края, в Татарском проливе и Японском море произошло около 300–400 сильных ($7 \leq M \leq 9$) и слабых ($1 \leq M \leq 5$) глубокофокусных и коровых землетрясений. Параметры многих землетрясений, особенно слабых, не установлены. Средняя частота – 2–3 землетрясения в год, но в 1918 г. их было 5 (из них 3 глубокофокусных 5–6-балльных с $M = 6,2–7,25$), в 1933 г. – 8 (два интенсивностью 7–8 баллов, остальные слабые), в 1940 г. – 5 (из них одно силой 6 баллов). Сильные коровые землетрясения произошли в районе Партизанска (1933, 1962, 1971), Артема (1950), Барабаша (1955), Лесозаводска (1962), оз. Ханка (1962, 1967), Покровки (1976).

ОЛЕЙНИКОВ Александр Васильевич – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геолог, ОЛЕЙНИКОВ Никита Александрович – инженер-геолог (ФГУП «Приморская поисково-съёмочная экспедиция», Владивосток).

2–3-летние пики активности чередуются с 3–4 годами затишья, также прослеживаются 18–19-летние циклы после 9 лет затишья. По устному сообщению Б.А.Пышкина, максимальная сейсмическая активность за период с 1900 по 2000 г. на континенте и в Японском море приходится на 1918, 1933, 1940, 1950, 1954, 1969 гг. В восточном Приамурье пики активности с 1961 по 1986 г. были в 1966, 1968, 1976, 1982, 1985 гг., с 1974 по 1988 г. – в 1978–1980, 1982, 1986 гг. [6]. За период инструментальных наблюдений установлено 8-кратное снижение сейсмической активности. С 1976 г. в Приморье сила землетрясений не превысила 6 баллов.

В последние годы появилась информация о микроземлетрясениях, т.е. таких, магнитуда которых не выше 4 [7]. В западной части Приморья им подвержена зона шириной 25–30 км, проходящая из Китая через Полтавку, Вознесенку, Черниговку, Спасск-Дальний, Лучегорск на север в Хабаровский край. В январе 1990 г. здесь произошло 10 микроземлетрясений, феврале – 18, марте – 18, апреле – 3, мае – 1, июне – 5, июле – 4, августе – 5, сентябре – 0, октябре – 3, ноябре – 4, декабре – 4. Были активизированы 4 очага: Ярославка – Полтавка (1), Черниговка – Спасск-Дальний (2), Лучегорск – Бикин (3), Ольга – Рудная Пристань (4). Толчки следовали каждый день, иногда несколько раз в день. При этом наблюдалась последовательная смена активизации очагов: в январе 1–3–4–2–1–2–4–2–4–2; в феврале 4–1–2–1–3–2–3–3–2–1–4–3–4–1–2–3–3; в марте 3–2–2–1–2–1–3–4–2–2–4–4–1–3–2–2. Когда активность снизилась до 1–5 толчков в месяц, они стали происходить в пределах одного какого-либо очага. Такая грубая цикличность вызвана, скорее всего, прохождением деформационных волн. По данным сейсмостанции «Забайкальская» [7], такие же микроземлетрясения происходили, например, 6 марта 1996 г. и в очаге около Хабаровска.

Эти микроземлетрясения не такие уж безобидные: в 2000 г. в карьере Лучегорского разреза сошел оползень объемом до 1 млн м³. Землетрясение 1962 г. в районе Партизанска при $M = 2,7$ имело интенсивность 7–8 баллов.

Из имеющегося сейсмостатистического материала следует вывод, что в Приморье за 1867–2005 гг. не было сильных землетрясений, сейсмическая опасность умеренная – не выше 8, а по мнению Л.С.Оскорбина [10, 11] – не выше 7 баллов. Однако известно, что в высокосейсмичных областях Земли катастрофические (9–12 баллов) землетрясения происходят (по разным оценкам) с периодичностью 250–500 и более лет. Очевидно, что период инструментальных наблюдений за землетрясениями в Приморье слишком мал, чтобы по нему можно было судить об истинном уровне сейсмической опасности. Если же учесть данные за более длительный период, скажем, 10 тыс. лет, то можно существенно увеличить достоверность оценки максимально возможной интенсивности землетрясений. Для этого нужно выявить места на территории Приморья, где произошли палеоземлетрясения.

Палеосейсмогеологические данные. В нашем распоряжении имеются данные о палеосейсмодислокациях, образованных в результате древних (доисторических) землетрясений. Сейсмодислокация – это проявление на поверхности разрыва земной коры в очаге землетрясения в виде трещин в рыхлых и скальных грунтах (рвы, уступы), обвалов, осыпей, оползней, камнепадов. Такие дислокации долго сохраняются на местности, поэтому их можно изучать геологическими методами, обнаруживать на аэрофотоснимках. В настоящее время палеосейсмогеологический метод, обоснованный работами Н.А.Флоренсова, В.П.Солоненко и их последователей, используется при комплексном изучении сейсмичности любой территории. Этот метод позволяет по внешнему виду сейсмодислокаций определить интенсивность (балльность) землетрясения по эталонной шкале, впервые составленной В.П.Солоненко, а по формулам определить другие необходимые параметры землетрясения (магнитуду, энергетический класс, глубину очага). История поисков и изучения палеосейсмодислокаций в Приморье изложена нами ранее [8].

В 2002–2004 гг. авторы изучали сейсмодислокации по крупномасштабным аэрофото- снимкам. Были составлены карты распространения сейсмодислокаций и инструментально зафиксированных землетрясений масштаба 1:100 000, 1:500 000 и 1:1 000 000 (рис. 1). На схеме участки тесного расположения сейсмодислокаций часто объединены и несколько преувеличены по размерам. Не указаны некоторые активизированные разломы и сейсмодислокации. Под одним знаком объединены сейсмодислокации 7–8 и 9–10-балльных землетрясений.

По различиям в морфоструктурном плане, насыщенности сейсмодислокациями определенной балльности и другим признакам территория Приморья разделена нами на три зоны:



Рис. 1. Схематическая сеймотектоническая карта Приморского края.

Землетрясения с разделением: 1 – по магнитуде: а) микро- и слабые ($1 \leq M \leq 5$), б) средней силы ($5 < M < 7$), в) сильные ($7 < M < 9$); 2 – по глубине очага: а) глубоководные (400–600 км), б) коровые (1–30 км); в) неустановленные; 3 – по сейсмодислокациям: а) 7–8-балльные, б) от 9 баллов и выше; 4 – по площади развития сейсмодеформаций рельефа; 5 – разломы активизированные (а) и сейсмогенные (б); 6 – блоки высокоамплитудных (900–2000 м) современных поднятий; 7 – кайнозойские и современные впадины. Сейсмогенные зоны: I – Западная; II – Центральная; III – Восточная

Западную, Центральную и Восточную. Центральная отделена от Западной (Ханкайской) Приморским активизированным разломом, от Восточной (Береговой) – Центральным разломом. Восточная расположена вдоль побережья и на юге, уклоняясь к западу, пересекает Центральную зону и смыкается с Западной. Эти зоны пространственно совпадают с Ханкайским, Западным и объединенными Восточным и Прибрежным блоками, выделенными В.П.Уткиным [16]. В Западной зоне сосредоточены преимущественно 7–8-балльные сейсмодислокации, и лишь юго-западнее оз. Ханка отмечены две 9-балльные сейсмоструктуры: Сергеевка и Верховье. В северной части Центральной зоны находятся 7–8-балльные дислокации, а на юге, в районе Ливадийского хребта и г. Партизанск, – 9–10-балльные [8]. В Восточной зоне обнаружено основное количество 8–10-балльных сейсмодислокаций.

Сейсмодислокации образуют рои – площади сплошного развития деформаций рельефа в виде длинных разломов вдоль 50° и коротких, ориентированных на северо-запад по 320° . Довольно многочисленны субширотные сейсмодислокации. Четкой приуроченности сейсмических структур к геологическим не наблюдается, хотя в Восточной зоне наиболее значительные объекты расположены на высокоамплитудных (1250–2000 м) положительных морфоструктурах (чаще – интрузивно-купольных горстах), а в Ханкайской – по бортам активизированных кайнозойских впадин и межвпадинным перемычкам. Сейсмогенные разломы не следуют древним разрывам, хотя в ряде случаев активизированы участки старых разломов. Все молодые тектонические элементы отвечают своему, скорее всего голоценовому, структурному плану, в общих чертах наследовавшему кайнозойский и четвертичный планы. Сейсмоструктуры образуют изолированные ареалы размером до 80 x 200 км. Преобладают сеймотектонические типы дислокаций (разрывы) с широким развитием сейсмогравитационных (оползни, обвалы) дислокаций в северных районах Приморья.

В Западной зоне северные сейсмогенные разломы и связанные с ними сейсмодислокации (сейсмогенные зоны II порядка) тянутся вдоль Приморского разлома, совпадая с его ответвлениями, а южные отклоняются к западу и становятся субширотными. В Восточной зоне прямолинейные сейсмогенные разломы имеют северо-восточное (50°) и северо-западное ($305\text{--}320^\circ$) направления.

Природа сейсмической активности. В Приморье происходили в основном глубокофокусные (400–600 км) землетрясения (ГФЗ) в районе Хунчунь Южно-Приморского ареала [6], между $42^\circ 40'\text{--}43^\circ 20'$ с. ш. и $131\text{--}132^\circ$ в. д. на глубинах 500–600 км.

В 1960-х годах М.Г.Органов и Н.М.Органова выделили полосу Нампонских ГФЗ северо-западного простираения вблизи 131° в. д. [9]. По их мнению, полоса Курило-Камчатских ГФЗ проходит через Охотское море, Сахалин и Татарский пролив. Нампонская и Курило-Камчатская зоны ГФЗ сливаются почти под прямым углом в районе зал. Петра Великого. М.Г.Органов считал, что Нампонская полоса доходит на севере до Малого Хингана. Ю.Ф.Мальшев полагал, что она идет еще дальше, сквозь Буреинский массив [6]. На юге она проходит вдоль берега Корейского полуострова через Японское море, о-в Хонсю в котловину Нампо. Эту зону в 1956 г. выделил японский сейсмолог Выдати как поперечную зону глубоких толчков. В литературе она однозначно связывается с сейсмофокальной плоскостью из глубоководных желобов под островными дугами и окраинными морями под континентом. В этом случае возможно постепенное увеличение глубин гипоцентров в промежуточных очагах до 100–300 км, а ГФЗ – до 500–600 км.

По Ю.М.Пушаровскому [13, 14], в тектоносфере (0–2250 км) выделяются: земная кора (0–70 км), верхняя мантия (70–840 км), средняя (840–1700 км) и нижняя (2200–2900 км), с разделами на глубинах 670–840 и 1700–2200 км. Тектонически активна вся верхняя мантия, корни континентов опускаются, возможно, до 670 км. Ступени возрастания плотности находятся на глубине 30–70 (раздел МОХО), 410 и 670 км. В верхней мантии наблюдаются как разрывные деформации, так и сложно складчатые (скупивание), особенно в

зонах сейсмических разделов типа сублатеральных срывов. На глубине 670 км, в зоне разогрева мантии, резкое повышение температуры до 2000°C приводит к неоднородности, возникают области с повышенными и пониженными скоростями поперечных волн, зоны частичного плавления мантийного вещества и тектонических срывов. В зонах фазовых переходов снижается эффективная вязкость. Вариации глубин фазовых границ и мощности слоя Голицына (400–700 км) приводят в действие механизм изостатического регулирования с вертикальными и горизонтальными движениями. По мнению Л.М.Балакиной, области очагов ГФЗ – это зоны, где участки мантии с разными свойствами соприкасаются друг с другом [1]. Имеющиеся анализы первых вступлений на сейсмограммах свидетельствуют о сдвиговом характере движений в очаге с небольшими объемными деформациями.

Модель фазовых (полиморфных) превращений в очагах ГФЗ основана на представлениях о границе метастабильных (заторможенных) фаз. На короткое время фазового перехода область, занятая метастабильной фазой, окажется ослабленной, и действующие в ней скальвающие напряжения будут сняты сдвигом вдоль фазовой границы. Этот сдвиг и является причиной землетрясения [5].

Структурные планы столь больших глубин проявляются в последние годы с помощью сейсмической томографии и такого понятия, как геоид. Рельеф геоида – совокупность неровностей поверхности равных значений геопотенциала (потенциала силы тяжести), совпадающей с невозмущенной поверхностью Мирового океана [18]. Поднятия и опускания геоида коррелируют с главнейшими структурами мантии, т.е. имеют изостатическую природу. Поднятия геоида соответствуют насыщенной астеносферными слоями и линзами верхней мантии. Все восточное побережье азиатского материка расположено на склоне крупнейшего Западно-Тихоокеанского поднятия геоида [18]. С ним совпадают элементы рельефа поверхности ядро–мантия. При перепаде высот геоида на склоне -20 м скорость движения плит составляет 8,7–9 мм/год. Область ГФЗ находится на границе фазового перехода от «холодной» мантии материка к «горячей» (разогретой) мантии астенолитов [15, 18].

По данным Ю.Г.Гатинского [2], к востоку от системы разломов Тан-Лу преобладают векторы смещения по направлению 115–120° ЮВ со скоростью от 10–15 до 35–40 мм/год, северная и центральная части Японской дуги активно сдвигаются относительно Евразии к западу (280–285°) со скоростью до 55 мм/год. Если предположить, что так проявляется субдвигание на противоположных берегах Японского моря, то можно объяснить возникновение очагов промежуточных и коровых землетрясений в Японском море [4]. Очаги коровых землетрясений юго-западного Приморья находятся на глубине 2–30 км. Землетрясения в основном неглубокие (7–15 км) и поверхностные (0–6 км). Закономерности распределения и природа коровых землетрясений согласуются с особенностями строения земной коры в пределах Приморья.

Ханкайский блок образован комплексом докембрийских, палеозойских, мезозойских образований, перекрытых в пределах Ханкайской впадины чехлом рыхлых кайнозой-четвертичных отложений мощностью 100–200 м (иногда – до 1500 м). Эти осадки залегают в многочисленных тектонически обособленных рифтогенных грабенах. В западной части впадины грабены перекомпенсированы, и выполняющие их осадки маломощным чехлом закрывают все грабены (ханкайские равнины), ограниченные с запада горстовыми поднятиями (хребты Тайпинлян и Вандашань). Севернее р. Иолинхэ расположена вторая крупная рифтогенная впадина – Средне-Амурская (Саньцзян). Восточнее эти крупные впадины сопровождаются многочисленными мелкими недокомпенсированными грабенами. В этой зоне шириной 50–60 км много также недоразвитых грабенов, выполненных только четвертичными отложениями.

Центральный блок ограничен сдвиговыми зонами и сложен юрско-нижнемеловыми аккреционными комплексами с тенденцией чешуйчатого надвигания на запад.

Восточный блок составляют складчатые нижнемеловые комплексы с фрагментами палеозойских и раннемезозойских образований. На складчатое основание наложены вулкано-структуры позднемелового Восточного вулканического пояса. Блок имеет отчетливую поперечную делимость, которая проявляется в тектонике, расположении хребтов, речных долин, кайнозойских и четвертичных грабенов. Поперечные структуры имеют раздвиговую природу и ограничены сбросами [16, 17].

Глубинное строение также различно в разных блоках. Ханкайский блок больше других затронут кайнозойской деструкцией. Земная кора мощностью 30–32 км (под хребтами до 34–36 км) разделена на 8–9 слоев, имеющих разные скорости продольных волн (до 5–7 км/с). По данным глубинного сейсмического зондирования, в коре на границе с верхней мантией находится первый разуплотненный слой пониженных скоростей [3], а на глубине 10 км – второй. Для гравитационного поля характерны положительные аномалии силы тяжести, а также (в западной части и на локальных участках) повышенные аномалии в редукции Граафа-Хантера, свидетельствующие об изостатической неустойчивости коры. Типичны также высокие положительные магнитные аномалии и обширные по площади выступы кристаллического фундамента (метаморфических образований) с глубинами до их кровли 0–3, 3–5 км с провалами между ними до 7–8 км.

Мощность коры Центрального блока – до 38–40 км [3], число слоев – 6–8. Отмечено почти полное отсутствие диоритового и уменьшение гранитного слоев, увеличение осадочного слоя до 10–12 км. В гравитационном поле ему соответствуют высокие отрицательные аномалии, сопровождаемые низкомагнитными полями с локальными положительными. Слой пониженных скоростей в подошве коры отсутствует, но присутствует второй слой на глубине 15–20 км. Гравитационные аномалии в редукции Граафа-Хантера отсутствуют.

Восточный блок имеет кору в западной части до 36–38 км, к востоку – до 26 км. Кора расслоена, имеются слои пониженных скоростей на глубинах 12–15, 8–10 км и у подошвы коры. Характерно также большое количество мелких выступов кристаллического фундамента, его общее приподнятое (до 5–7 км) положение. Снижение мощности коры и повышение гравитационного поля начинается примерно с западной кромки вулкано-структур (Прибрежная зона интенсивного градиента силы тяжести). Положительное магнитное поле дифференцировано. Мощная и широкая аномалия гравитационного поля в редукции Граафа-Хантера объясняется, по-видимому, крайне неустойчивым положением блока над Татарским рифтом, насыщенностью коры интрузиями различных пород, глубокими (3–4 км) корневыми зонами вулканов и вулкано-структур, создающими обилие инверсионных обстановок (легкие породы ниже более плотных).

Неотектонические структуры западного блока представлены ханкайской системой рифтогенных впадин – грабенов, остаточных блоков между ними, заметно активизированных в плейстоцене–голоцене горстов с амплитудами поднятий до 1600–2000 м. Активизацию и слабое поднятие в плейстоцене–голоцене испытали и сами грабены, что заметно по активному врезу четвертичных долин в кайнозойские отложения.

Центральный блок, похоже, активизации не испытал, на что указывают вялая речная сеть, сглаженные горные системы, вершинная поверхность которых выровнена на отметках 400–600 м. Лишь на крайнем юге отмечены активизированные Ливадийский и Макаровский хребты.

Восточный блок на всем своем протяжении значительно омоложен в четвертичное время, разбит поперечными субширотными разломами на разноподнятые блоки (1600–2000 м) с реликтовыми кайнозойскими впадинами между ними.

Обсуждение сейсмического режима. Как видно из сказанного, сейсмический процесс в Западной и Восточной сейсмогенных зонах существенно различается.

Западная зона в настоящее время заметно активизирована. Здесь произошло большинство известных глубокофокусных и коровых землетрясений, в настоящее время отмечена

напряженная сейсмическая деятельность слабой интенсивности, глубоководные землетрясения происходят в основном на глубине 500–560 км. Рои слабых землетрясений ориентированы под углом по отношению к продольным линейным элементам – сдвигам – и своими северо-восточными и юго-западными окончаниями вытягиваются вдоль линейных элементов. Некоторые рои прямо указывают на активные очаги. Например, в Вознесенском очаге на одноименной межвпадинной перемычке отмечено около 20 слабых толчков, землетрясения 1976 г. ($I_0 = 7$ и 3 , $H = 10$ км), землетрясение 1988 г. ($I_0 = 5$, $H = 5$ км), 7–8-балльные сейсмодислокации по южному краю перемычки. В 1962 г. серией мощных землетрясений ($I_0 = 6–7$ баллов, $H = 30$ км) проявился сейсмогенный разлом широтного направления от пос. Кировский через оз. Ханка в Китай. Этот разлом сейчас не активен – отмечены лишь единичные слабые землетрясения. Очень активен подобный ему субширотный разлом от г. Спасск-Дальний до г. Камень-Рыболов (землетрясения 1967 г. $I_0 = 7–8$, $H = 10$), 7–8-балльные сейсмодислокации района р. Комиссаровка. Аналогичные рои отмечены в районе Пожарского, Лучегорска (по северному борту впадины по межвпадинной перемычке). Очевидно, в этой зоне коровая сейсмичность связана и обусловлена рифтогенными сдвиговыми движениями по линейным элементам, сопровождающимися раздвиговыми деформациями по краям впадин и перемычек. Активизированы оба слоя земной коры (10–20 км и 30–40 км). Пространственно эта полоса совпадает с Бикино-Лаолинской, Ханкайско-Даубихинской и Южно-Приморской сейсмогенными зонами Л.С.Оскорбина [10, 11]. Максимально возможные здесь магнитуды равны $M = 5,0–5,5$ при глубинах очагов 5–15 км, как и в близлежащей зоне Тан-Лу [19], увеличиваются они с юга на север [10, 11]. По данным Оскорбина, в Западной зоне возможны землетрясения интенсивностью 7–8 баллов с повторяемостью 30–50 лет [11], а с учетом данных по палеосейсмодислокациям – с периодичностью 2 года [18], для района Вознесенки (при $I_0 = 9$, $M = 6,5–7$) – каждые 30 лет [12]. Столь масштабные сотрясения узко локализованы: в радиусе 5–20 км от эпицентра – 9 баллов, в 35–50 км – 8. При землетрясении 8-балльная изосейста распространяется в радиусе 10–18 км, 7-балльная – 70–100 км. Таким образом, при землетрясении 9–8 баллов под удары такой силы попадут весьма ограниченные площади. При сейсмораионировании с учетом выявленных и предполагаемых зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) обнаруживаются сейсмогенные зоны с 9–10-балльными сотрясениями и участки, где в недавнем прошлом происходили 6–7-балльные землетрясения. Большая часть территории Приморья останется в 7–6-балльной зоне (рис. 2).

Восточная зона в настоящее время не отличается особой активностью, глубоководные землетрясения с глубинами очагов 450–250 км редки, и на поверхности они дают эффект 3–6 баллов. Коровые единичны, их интенсивность 5–6 баллов, глубина очагов 30 км. Древняя активность была гораздо мощнее. Обнаружен ряд сейсмогенных северо-восточных и северо-западных разломов с 9–10-балльными сейсмодислокациями, среди которых немало свежайших (Ногеевская, Расставания и др.). Скорее всего, она была связана с короткой эпохой высокоамплитудных новейших поднятий, сопровождавшихся образованием разломов. Поперечные кайнозойские впадины являются пассивным отражением рифтогенеза в Татарском прогибе. Пространственно эта зона совпадает с Сихотэ-Алинской сейсмогенной зоной, выделенной Л.С.Оскорбиным, с $M_{\max} = 5,5$ ($H = 30$ км) и Прибрежно-Приморской с $M_{\max} = 5,5$ ($H = 10$ км) и повторяемостью 300–1000 лет [10, 11]. С учетом данных по палеосейсмодислокациям, при $I_0 = 7–10$ баллов и $M = 6,6–7$, повторяемость 30–50 лет [12].

Центральная зона, по-видимому, имеет несколько очагов. Самый северный – в районе Глубинного – обозначен редкими слабыми землетрясениями с $M < 5$ и несколькими 8-балльными сейсмодислокациями. Очаг в верховьях р. Ореховка более обширен. В 1918 г. здесь произошло глубоководное землетрясение ($M = 7,7$, $I_0 = 7$, $H = 330$ км), выявлено множество 8-балльных сейсмодислокаций. Южная часть зоны высокосейсмична. В 1933, 1962, 1971 гг. здесь отмечены глубоководные 7–8-балльные землетрясения

Современный сейсмический режим в Приморье и на прилегающих территориях следует считать умеренным, так как в течение более 135 лет не было ни одного землетрясения интенсивностью выше 7–8 баллов. Но это не означает, что такая ситуация сохранится всегда. Обнаруженные в горах сейсмодислокации свидетельствуют о возможности сильных землетрясений, хотя и на ограниченной площади, вдали от населенных районов. Чтобы получить более точную информацию, надо ставить сейсмостанции, выявлять активные очаги и следить за ними. Например, поставленную Приморгидрометом автоматическую сейсмостанцию для слежения за цунамигенными землетрясениями разумно было бы использовать и для фиксации всех землетрясений с $M > 2$ с занесением их в дежурный каталог.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балакина Л.М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20–37.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Азии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
3. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 135 с.
4. Иванкин П.Ф., Фотиади Э.Э., Щеглов А.П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов // Геотектоника. 1974. № 5. С. 35–51.
5. Калинин В.А., Радкин М.В. Физическая модель очагов глубокофокусных землетрясений // Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–12.
6. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 18–27.
7. Мониторинг сейсмогенных зон Хабаровского края. Владивосток: Дальнаука, 2002. 240 с.
8. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
9. Органова Н.М. О прогнозе сейсмичности Приморья // Климоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 151–168.
10. Оскорбин Л.С. Районирование юга Дальнего Востока по сейсмогенным зонам // Цунами и сопутствующие явления. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 111–153. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; т. 7).
11. Оскорбин Л.С., Бобков А.О. Сейсмический режим сейсмогенных зон юга Дальнего Востока // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 179–197. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; т. 6).
12. Природные опасности России. Т. 2. Сейсмическая опасность. М.: Крук, 2000. 296 с.
13. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–12.
14. Пушаровский Ю.М. Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах // Геотектоника. 2000. № 4. С. 3–13.
15. Тараканов Р.З. Динамика границ раздела в верхней мантии на глубинах 410 и 660 км, связанных с полиморфными превращениями, при их пересечении с сейсмофокальной зоной // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: докл. междунар. симпоз., Южно-Сахалинск, 24–28 сент. 2002 г. Т. 2. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. 183 с.
16. Уткин В.П., Олейников А.В., Неволин П.Л. Геологические критерии кайнозойской и современной сейсмоактивности разломов Приморья и юга Хабаровского края // Вестн. ДВО РАН. 1992. № 3/4. С. 130–143.
17. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
18. Уфимцев Г.Ф. Вопросы новейшей глубинной геодинамики Азии // Геотектоника. 2001. № 6. С. 84–82.
19. Цзан Шаосянь, Ян Цзюньлян. Распределение внутриплитных землетрясений в Северном Китае и их физическое объяснение // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 56–63.