

ҚР ҰҒА-ның Хабарлары. Геология және техникалық ғылымдар сериясы.
Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2012. №3. С. 68–74

УДК 550.834(574)

Н.П. СТЕПАНЕНКО¹, Т.М. КАЙДАШ²,
Н.П. БЕЛОУСОВА³, В.В. ШЕРШНЕВ⁴

3D Р-СКОРОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНА С ПРИЛЕГАЮЩИМИ ТЕРРИТОРИЯМИ

Қазақстанның орталық бөлігімен мен іргелес жатқан бөлігі литосферасының көлемді сандық Р-жылдамдықты үлгісінің сипаттамалары берілді. Үлгі тереңдікті сейсмикалық барлаудың бүрынғы мәліметтерін жүйелі талдау және қорыту нәтижесінде, сондай-ақ профилді сейсмикалық томографияның әдістемесімен өндөлген өнірлік сейсмологиялық бақылау мәліметтерінің негізінде жасалды. Жалпы түсінік үшін үлгінің өнірлік геофизикалық негізінде сейсмикалық қауіпті бағалаудағы мүмкіндіктері жайында сыйбалар жиынтығы көрсетіліп және оларға түсініктемелер келтірілді.

Дана характеристика объемной цифровой Р-скоростной модели литосферы центральной части Казахстана с прилегающими территориями. Модель разработана на основе системной переинтерпретации и обобщения ретроспективных материалов глубинных сейсмических зондирований, а также региональных сейсмологических наблюдений, обработанных по методике профильной сейсмической томографии. Приводится описание и иллюстрации в виде набора схем, позволяющих получить общее представление о возможностях модели как региональной геофизической основы оценки сейсмической опасности.

For the lithosphere of the central part of Kazakhstan and the adjacent territory, the characteristic of the digital P-velocity model is presented. The model is developed on the base of both, the systematic re-interpretation and synthesis of historical materials of deep seismic soundings, and regional seismological observations as well, which were processed by the method of the profile seismic tomography. The description and illustrations are given in the form of a set of schemes that provide a general view on the possibilities of the model as the regional geophysical basis for seismic hazard assessment.

Территория Казахстана входит в систему сейсмоактивных поясов Евразии и характеризуется интенсивными геодинамическими процессами, одним из проявлений которых являются сейсмические события. Общепризнанно, что региональная геофизика является основным источником информации для выделения сейсмогенерирующих зон и количественной оценки физических условий подготовки в них сейсмических процессов. Одной из составных частей геофизической основы геодинамического районирования литосферы являются данные, характеризующие внутреннюю структуру земной коры и верхней мантии с помощью часто употребляемого в геофизике параметра – скорости распространения продольных волн.

В основном результаты интерпретации глубинных геофизических исследований представляются в виде двумерных скоростных моделей, по которым затруднительно судить о морфоло-

гии выделенных структур, что снижает тектоническую информативность таких моделей, не позволяет получить объективные признаки для реконструкции геодинамических процессов. Повышение их информативности достигается за счет создания объемных параметрических моделей земной коры и тектоносферы в целом [9, 16]. Тем самым открываются возможности изучения внутренней структуры среды в трехмерном пространстве.

Исходной информацией для формирования обобщенных Р-скоростных моделей по региональным профилям, расположенным в центральной части Казахстана с прилегающими территориями Узбекистана и Туркмении явились материалы, полученные в период с 1959 по 2011 годы. Из них наиболее весомы по полноте и информативности первичные материалы (годографы). Менее информативные, но достаточные для разработки скоростных моделей по профилям в изо-

¹⁻⁴ Казахстан, 050060, г. Алматы, пр. Аль-Фараби, 75а, Институт сейсмологии МОН РК.

линиях с привлечением дополнительных источников, явились работы, содержащие значения граничных и пластовых скоростей. Кроме того, были использованы данные о строении и стратификации осадочного чехла и консолидированной коры исследуемых регионов, которая, в сочетании с результатами обобщений, позволила восполнить дефицит опорных сейсмических данных в межпрофильном пространстве. Наиболее представительны, по количеству региональных профилей и детальности систем наблюдений на них, фондовые материалы Казгеофизстроя (Алматы), ВНИИГеофизики, центра ГЕОН (Москва) и опубликованные [2, 3, 4, 10, 14].

Однако достижение поставленной цели выявления глубинных геофизических критериев картирования сейсмогенерирующих зон, концентрирующихся преимущественно в пределах трудноосваиваемых наземной геофизикой орогенов, оказалось невозможным только по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) и метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), полученным в основном на территориях с равнинным рельефом. Существуют регионы, где не проводились исследования по глубинному сейсмическому зондированию или это невозможно сделать из-за сложности рельефа, например, в высокогорных областях Северного и Южного Тянь-Шаня. Здесь при нулевой перспективе глубинного сейсмического зондирования выходом стало использование материалов региональных сейсмологических наблюдений. В этом случае для получения скоростных разрезов применялась методика профильной сейсмической томографии, основанная на обработке данных о вступлении продольных волн, регистрируемых от местных землетрясений [15].

В результате совместной обработки материалов глубинных сейсмических зондирований тремя модификациями (ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ, профильная томография) получены двумерные Р-скоростные модели земной коры и верхней мантии по достаточно густой сети многократно пересекающихся геотраверсов различной ориентировки, проходящих через Центральные Каракумы, Залунгуские Каракумы, Амударынскую и Сырдарынскую впадины, Туранскую низменность, северо-западные отроги Южного Тянь-Шаня, западную периферию Казахского щита, что соответствует территории примерно от 37°N до 49°N и от 58°E до 68°E . Все данные о скоростных характеристиках коры и верхней мантии по геотра-

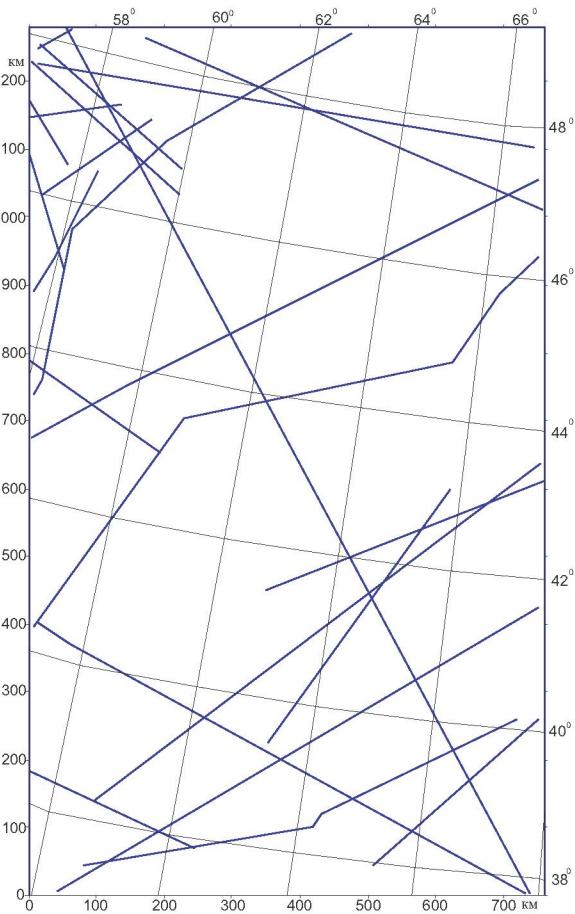


Рис. 1. Схема профилей глубинных сейсмических наблюдений и сейсмической томографии, являющихся экспериментальной геофизической основой объемного моделирования литосферы центральной части Казахстана с прилегающими территориями

версам собраны в специальную структуру, называемую кубом, с равномерным распределением значений скоростей продольных волн V_p в узлах прямоугольной сетки с шагом 20×20 км по латерали и 2 км по вертикали. Размеры модели – запад-восток – 760 км, юг-север – 1280 км, глубина – 70 км (рис. 1). При моделировании применен алгоритм аппроксимации исходных значений V_p по профилям с использованием стандартного программного средства SURFER, широко применяемого при картографическом отображении геофизических полей. Созданная таким образом объемная Р-скоростная модель, в зависимости от решаемых задач, может быть представлена в виде срезов на различных гипсометрических уровнях, разрезов в любом требуемом направлении или набором структурных схем характерных скоростных уровней и мощности слоев

между ними. Предпочтительным является такое представление, которое позволяет наилучшим образом проследить изменение скоростной структуры исследуемой среды по глубине или по латерали на фиксированных гипсометрических уровнях.

Наиболее информативными, с позиций возможности выявления контрастных внутрикоровых неоднородностей, влияющих на формирование пространственного режима сейсмичности, являются структурные схемы рельефа Р-скоростных уровней, составленные с интервалом 0,4 км/с для значений V_p от 5,6 км/с до 7,2 км/с, охватывающих весь диапазон консолидированной коры и верхней мантии (скоростной уровень 8,0 км/с). Важнейшими из последних, имеющими непосредственное отношение к задачам геодинамического и тектонического районирования литосфера, являются мощность осадочного чехла (ограничена снизу скоростным уровнем 5,6 км/с, являющимся подошвой гранито-гнейсового комплекса), кровля гранулито-гнейсового (базитового) комплекса консолидированной коры (скоростной уровень 6,4 км/с), кровля гранулит-базитового (ультрабазитового) комплекса консолидированной коры (скоростной уровень 6,8 км/с), мощности слоя коромантийной смеси (между скоростным уровнем 7,2 км/с и подошвой коры М) и активной мантии (между подошвой коры М и скоростным уровнем 8,0 км/с) [17]. Ниже приводится описание и иллюстрации в виде набора схем, позволяющих получить общее представление о возможностях объемной Р-скоростной модели как региональной геофизической основы оценки сейсмической опасности центральной части Казахстана с сопредельными территориями.

Структурная схема скоростного уровня 5,6 км/с (рис. 2) выбрана как наиболее соответствующая границе раздела между осадочным (карбонатным или терригенным) палеозоем, который в условиях исследуемого региона условно включен в состав платформенного чехла, и вулканогенно-метаморфическим палеозоем, который относится к гранито-гнейсовому (сиалическому) слою консолидированной коры. При этом структурную схему скоростного уровня 5,6 км/с можно рассматривать как схему мощности верхнего осадочного слоя земной коры, поскольку разрез сверху начинается от нулевого гипсометрического уровня. По максимальным значениям изогипс схема достаточно объективно отображает

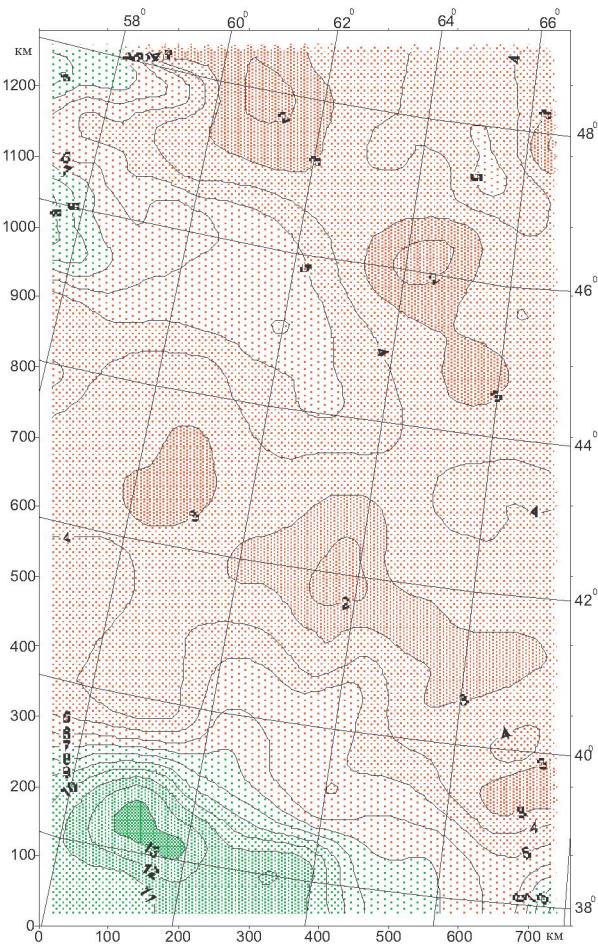


Рис. 2. Структурная схема Р-скоростного уровня 5,6 км/с (кровля гранито-гнейсового слоя консолидированной коры, мощность платформенного чехла) центральной части Казахстана с прилегающими территориями

области наибольшего погружения подошвы осадочного чехла в пределах Амударьинской впадины. Здесь его мощность составляет более 13 км, структура изолиний скорости 5,6 км/с хорошо выделяет зону распространения Репетекского прогиба, относящегося к южной окраине Центральных Каракумов, Предкоктагского и Башкантского прогибов. В зоне Шалкарского прогиба, расположенного в северо-западной части планшета, отмечен еще один значительный максимум погружения чехла (более 8 км). В центральной части модели изолинии 2-4 км четко оконтуривают структуру Кызылкумского свода. В той части территории, к которой относится зона распространения Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы, мощность осадочного чехла варьирует в пределах 3-5 км. Изолинии северо-западного простирания соответствуют положе-

нию основных хребтов и межгорных впадин, относящихся к этой горной системе. Понижение подошвы осадочного чехла на глубину более 5 км отмечено в Южно-Аральской, Айдарской впадинах, на юго-восточной периферии Приаральских Каракумов (более 5 км), расположенных на северо-востоке планшета. Напротив, в областях, относящихся к сводам и поднятиям (Жусалинский свод, Северо-Аральское поднятие) мощность осадочного чехла минимальна (менее 2 км). В центральной части модели, охватывающей пустыню Кызылкум, мощность чехла также достигает минимума (менее 2 км).

В целом, дифференциация значений мощности осадочного чехла в пределах территории, охваченной объемным Р-скоростным моделированием, подтверждает общепринятое представление об увеличении его мощности во впадинах и минимальных значениях на сводах и поднятиях. По характеру изогипс скоростного уровня 5,6 км/с выделяются основные тектонические структуры, относящиеся к исследуемому региону. На всей территории схема дает объективную, для регионального уровня, структуру подошвы платформенного чехла.

Структурная схема скоростного уровня 6,4 км/с (рис. 3) отображает кровлю базитового комплекса консолидированной коры, которая сильно заглублена в пределах Репетекского прогиба (более 32 км), Багабжинско-Чардоуской впадины (36 км). В области горной системы Южного Тянь-Шаня наибольшее погружение скоростного уровня 6,4 км/с (более 36 км) отмечено в районе Чиркачинского хребта. При этом характер изолиний хорошо совпадает с пространственным положением названных структур. Понижение уровня кровли базитового комплекса отмечено также в Южно-Аральском прогибе, впадине Мынвудак, относящейся к Центральной части Кызылкумов, Жумагульской (до 32 км), Айдаркульской (более 40 км) впадинам. Повышенное гипсометрическое положение наблюдается на поднятиях – Бельтауском, Кзылординском (до 8 км), Шалкарском и Северо-Аральском (до 12 км).

Структурная схема скоростного уровня 6,8 км/с (рис. 4) отображает кровлю ультрабазитового комплекса консолидированной коры, максимальное заглубление которой наблюдается в северо-западной части исследуемой территории на восточной периферии Мугоджар, в акватории Аральского моря (Западно-Аральский прогиб),

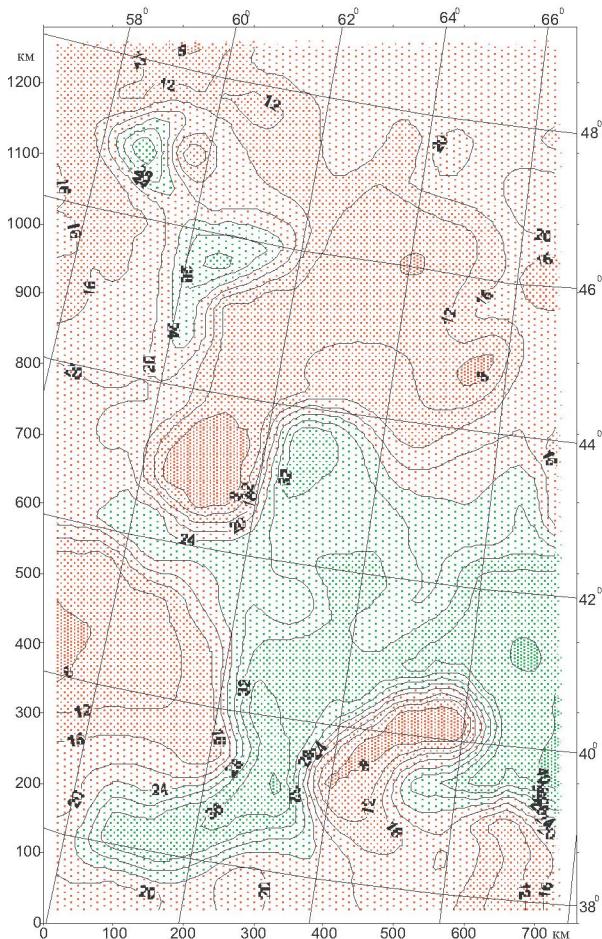


Рис. 3. Структурная схема Р-скоростного уровня 6,4 км/с (кровля гранулито-гнейсового слоя консолидированной коры) центральной части Казахстана прилегающими территориями

в Амударьинской впадине, в области сочленения хребтов Карагатай и Актау Южного Тянь-Шаня. Здесь глубина погружения кровли ультрабазитового комплекса составляет 34–42 км. Минимальное заглубление характерно для Центрально-Каракумского свода (менее 14 км), относящегося к Центральным Каракумам, Жусалинского свода (22 км), принадлежащего северо-восточной окраине Туранской низменности и локального участка на Северо-Аральском поднятии (22 км). Как и на описанных выше структурных схемах, на схеме кровли ультрабазитового комплекса выделяются тектонические структуры, относящиеся к нижней части земной коры.

Структурные схемы мощностей слоев коромантийной смеси (между скоростным уровнем 7,2 км/с и подошвой коры) и активной мантии (между подошвой коры и скоростным уровнем 8,0 км/с). Среди материалов о внутренней струк-

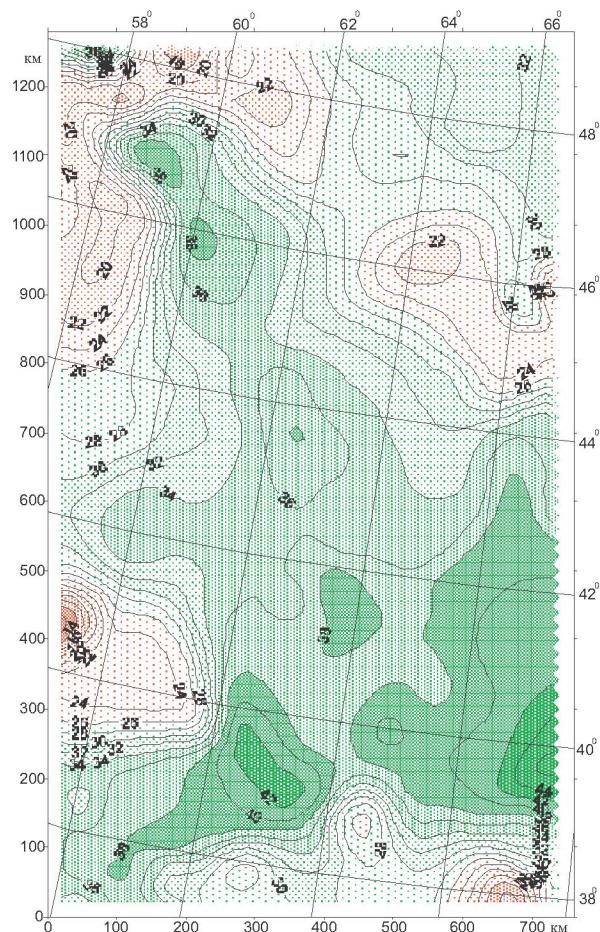


Рис. 4. Структурная схема Р-скоростного уровня 6,8 км/с (кровля гранулит-базитового слоя консолидированной коры) центральной части Казахстана с прилегающими территориями

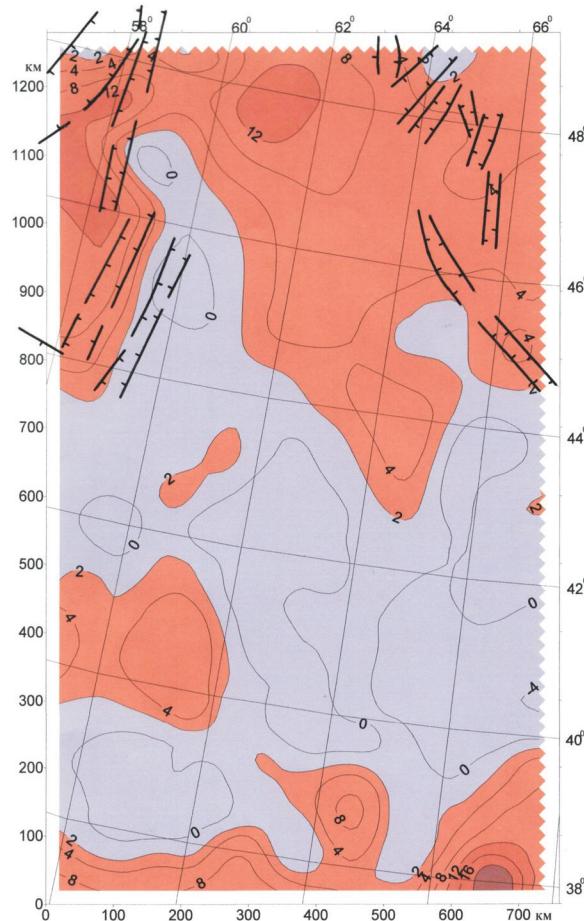


Рис. 5. Схема мощности коромантийной смеси (между Р-скоростным уровнем 7,2 км/с и подошвой коры М) центральной части Казахстана с прилегающими территориями. Утолщеными линиями обозначены рифтовые зоны

туре литосфера при геодинамическом моделировании особо важное значение имеют данные о ее приподошвенной части: выше и ниже поверхности М (подошвы земной коры). Структурные схемы скоростного уровня 7,2 км/с и 8,0 км/с связаны соответственно с областями распространения коромантийной смеси и активной мантии на приподошвенных гипсометрических уровнях коры, но не обеспечивают их локализацию (оконтуривание). В этом смысле существенно более информативны схемы мощности слоев коромантийной смеси и активной мантии.

Для уточнения генетической интерпретации участков литосферы, аномальных по наличию коромантийной смеси и активной мантии составлены схемы их мощности (рис. 5, 6), которые совмещены с положением разновозрастных бассейнообразующих рифтовых зон и очагов землетрясений соответственно.

В пределах исследуемого региона (рис. 5) аномально повышенной мощностью коромантийной смеси характеризуются зоны Западно-Аральского прогиба (северное окончание плато Устюрт), Северо-Аральского поднятия, относящихся к Зауральскому плато (более 12 км), южной окраины Амударьинской впадины (10 км) и зоны сочленения хребтов Нугинтантау и Чакчар Южного Тянь-Шаня (до 22 км). При совмещении схемы мощности коромантийной смеси с картой очагов землетрясений, произошедших в разное время на исследуемой территории, можно констатировать, что участки развития объемов коромантийной смеси не коррелируют с очагами сильных землетрясений. Что касается планового соотношения рифтовых зон и зон развития коромантийной смеси (рис. 5), то они совмещены в различных сочетаниях или взаимно тяготеют территориально. По этой причине наличие слоя

коромантийной смеси в низах коры можно рассматривать в качестве поискового признака зон рифтообразования – бассейнообразующих [5, 11] или рудоконтролирующих [6, 12, 13] палеорифтовых зон.

Понятие активной мантии и его экспериментальное обеспечение обоснованы в работах [8, 17]. Карттирование мощности активной мантии (рис. 6) на численной основе необходимо для выделения и трассирования высокосейсмичных зон, исходя из плютектонической природы сейсмичности [8, 16]. В результате сопоставления структуры активной мантии с пространственным режимом сейсмичности установлена устойчивая зависимость: очаги сильных землетрясений ($M \geq 6$) повсеместно фиксируются в пределах орогенов, подстилаемых слоем активной мантии повышенной мощности ($H > 10$ км). На асейсмичных территориях активная мантия отсутствует ($H = 0$ км), а в переходных зонах от асейсмичных к высокосейсмичным активная мантия выклинивается ($0 \text{ км} \leq H \leq 10 \text{ км}$). Этот критерий оказался устойчивым для всех сейсмоактивных территорий Центральной Азии [7].

Судя по присутствию слоя активной мантии почти на всей территории исследуемого региона, за исключением локальных участков в зоне Тургайского плато, ее можно отнести к сейсмически активной. Орогены Южного Тянь-Шаня с мощностью активной мантии более 20 км являются высокосейсмичными. На схему мощности активной мантии вынесены очаги землетрясений $K=12-18$, произошедшие на исследуемой территории с 350 до 2004 гг. При визуальном сопоставлении объемов активной мантии и очагов землетрясений установлено, что очаги сильных землетрясений повсеместно приурочены к участкам развития активной мантии мощностью более 10 км (см. рис. 6). Известные Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. произошли в Бухаро-Газлийском сейсмотектоническом регионе, в зоне сочленения Бухарской ступени и Газлийского поднятия [1]. Здесь также земная кора подстилается слоем активной мантии повышенной мощности 10-12 км. Все это подтверждает возможность рассматривать объемы активной мантии в качестве критерия современной геодинамической нестабильности литосферы на этих участках и выделения по ним сейсмогенерирующих зон.

В заключение отметим, что объемная Р-скоростная модель литосферы центральной части

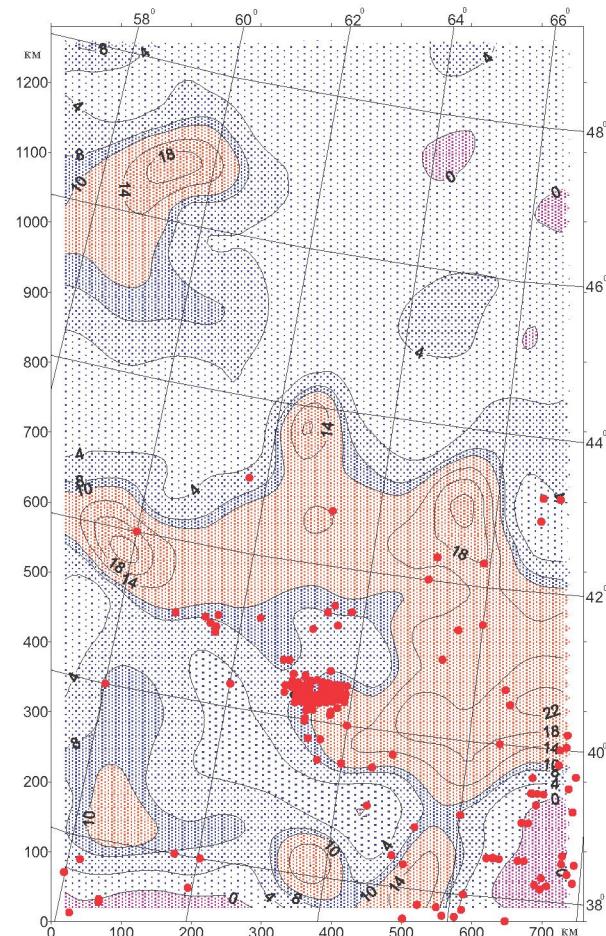


Рис. 6. Схема мощности активной мантии между подошвой коры М и Р-скоростным уровнем 8,0 км/с центральной части Казахстана с прилегающими территориями.
Кружки – очаги землетрясений

Казахстана и прилегающими территориями Узбекистана и Туркмении в представленных формах и размерах разработана впервые за весь период геофизических исследований в этом регионе. Структурные схемы различных скоростных уровней, мощности слоев коромантийной смеси и активной мантии позволяют выявлять контрастные внутрикоровые неоднородности, влияющие на формирование пространственного режима сейсмичности и являющиеся важнейшими при решении задач геодинамического и тектонического районирования литосфера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Газлийские землетрясения 1976 г. Геолого-геофизическая природа очагов. Москва: Наука, 1984. 200 с.
2. Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.

3. Зуннунов Ф.Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана // Геофиз.сб. АН УССР. 1976. Вып. 72. С. 65-72.
4. Зуннунов Ф.Х. Туранская плита и сопредельные геоструктуры Тянь-Шаня. // Сейсмические модели литосфера основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 78-82.
5. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Объяснительная записка / Ред. Хайн В.Е., Богданов Н.А. Москва, 2003. 118 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Москва, 1987. 297 с.
7. Нусипов Е.Н., Оспанов А.Б., Шацилов В.И. Скоростные модели литосферы Высокой Азии по системе геотраверсов // Вестник НЯЦ РК, вып. 2, 2005. С. 109-121.
8. Нусипов Е.Н., Шацилов В.И., Тимуш А.В. Картирование и особенности структуры активной мантии в связи с сейсмичностью территории Республики Казахстан // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Сб. материалов 3 Межд. Симп. 2005 г. Бишкек. С. 85-88.
9. Нусипов Е.Н., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.П., Шацилов В.И. Объемное Р-скоростное моделирование литосферы Каспийского региона. // Геология и охрана недр. 2006. №1. С. 52-59.
10. Пак В.А., Таль-Вирский Б.Б., Насыров А.М. и др. Строение земной коры по данным дискретных наблюдений со станциями «Земля» // Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. С. 54-78.
11. Парагульгов Т.Х., Парагульгов Х.Х. Рифтогенный и субдукционный механизмы нефтегазообразования в осадочных бассейнах Казахстана // Геонауки в Казахстане, докл. каз. геол. на МГК-32. Алматы, 2004. С. 80-89.
12. Степаненко Н.П., Шацилов В.И. Оценка геодинамического состояния литосферы по параметру контрастности границы кора-мантия // Материалы 7-го Казахстанско-Китайского симпозиума «Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии». Алматы, 2010. С. 284-288.
13. Сурков В.С., Жеро О.Г. Рифтовые системы Западной Сибири // Тектоника. Геология альпид и тетисного происхождения: МГК-26. Москва, 1980. С. 134-138.
14. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана / Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Киев: Наук. Думка, 1990. 232 с.
15. Шацилов В.И., Сайибекова А.М. Профильная томография литосферы Тянь-Шаня по материалам региональной сейсмологии // Доклады НАН РК, 1994, №6. С. 47-52.
16. Шацилов В.И., Степаненко Н.П. Геофизические критерии выявления очаговых зон сильных землетрясений на Тянь-Шане. // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. Москва-Бишкек, 2003. С. 129-139.
17. Шацилов В.И., Тимуш А.В. Новые представления о литосфере Казахстана // Науки о Земле в Казахстане (Доклады казахстанских геологов к международному геологическому конгрессу МГК-33). Алматы, 2008. С. 9-22.