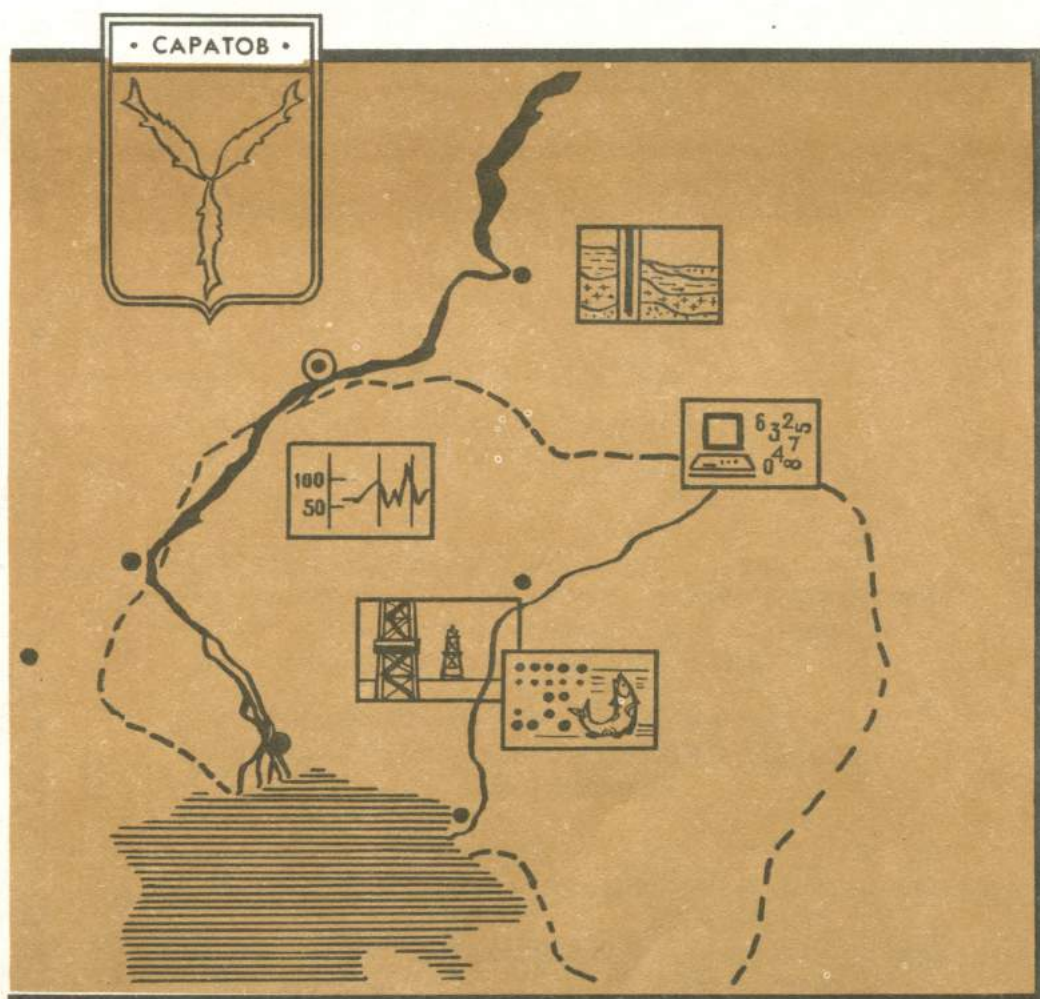


НЕДРА ПОВОЛЖЬЯ И ПРИКАСПИЯ

VOLGA AND PRICASPIAN
REGION RESOURCES

НАУКА
ПРАКТИКА
МАРКЕТИНГ



ТРИНАДЦАТЫЙ СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК
НОЯБРЬ 1996

НЕДРА ПОВОЛЖЬЯ И ПРИКАСПИЯ

НАУКА
ПРАКТИКА
МАРКЕТИНГ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ
ЖУРНАЛ

ТРИНАДЦАТЫЙ ВЫПУСК
СПЕЦИАЛЬНЫЙ
НОЯБРЬ 1996

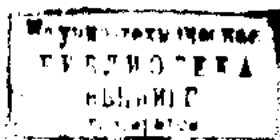
Печатается по решению научно-координационного
рабочего совещания "Глубинное строение, геодинамика,
сейсмичность Восточно-Европейской платформы"
(25-28 сентября 1995 г., г. Саратов)

Под редакцией доктора технических наук,
члена-корреспондента АЕН РФ, профессора
В.В.Тикшаева

Составители: доктор геолого-минералогических наук
Ю.К.Щукин,
кандидат геолого-минералогических наук
В.А.Огаджанов



НИЖНЕ-ВОЛЖСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



Глубинное строение, геодинамика, сейсмичность Восточно-Европейской платформы

СОДЕРЖАНИЕ

Тикшаев В.В. Основные направления работ по изучению сейсмичности Поволжья	4
Щукин Ю.К. Глубинная сеймотектоника Северной Евразии	6
Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Прогнозная оценка сейсмического потенциала Русской платформы	11
Кашубин С.Н. Связь аномалий сейсмической анизотропии с распределением тектонических напряжений и сейсмической активностью на Урале	14
Андреев В.К., Трофименко Е.А., Шемпелев А.Г., Фельдман И.С. Изучение глубинного строения Большого Кавказа геофизическими методами	18
Волков В.Н., Сковородкин Ю.П., Барковский Е.В., Гусева Т.В., Латынина Л.А., Рудаков В.П. Комплексные геофизические исследования Сасовского феномена 1991-1993 гг. в центральной части Восточно-Европейской платформы	24
Юнга С.Л. Сеймотектонические деформации как основа шкалы геологических магнитуд M_{max} в вопросах оценки сейсмической опасности	32
Огаджанов В.А. Концептуальные основы возникновения сильных землетрясений в пределах Восточно-Европейской платформы	39
Никонов А.А. Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке ее сейсмической опасности	42
Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Неоднородности строения земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований	49
Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности	53
Пруцкая Л.Д., Батурина Н.В., Дорогавцева Г.Л. Сейсмогидрогеодинамические исследования на территории Северного Кавказа	60
Огаджанов В.А. К оценке сейсмического потенциала Саратовского участка Поволжья	62
Кавеев И.Х., Исхаков И.А., Булгаков В.Ю. Геологические особенности местных землетрясений Волго-Камского края	64
Степанов В.П., Мирзоев К.М., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Тарасов Е.А. Геолого-геофизическое обоснование сейсмогенных зон Татарстана	67
Мирзоев К.М. Расчеты карт балльности и сейсмических воздействий от магнитуд разного уровня (на примере Душанбино-Гармского района)	73
Блинова Т.С., Маловичко А.А. Сейсмичность и сейсмическое районирование Западно-Уральского региона	83
Царев П.В. Вопросы сейсмического районирования при производстве инженерно-геологических и гидрогеологических съемок	90
Решение научно-координационного совещания Роскомнедра и РАН "Глубинное строение, геодинамика, сейсмичность Восточно-Европейской платформы"	92

Редактор С.К.Сударушкина
Технический редактор М.В.Пятницына

Сдано в набор Подписано в печать Формат 60х84 1/8 Бумага типогр. Печать офсетная
Гарнитура журн. Усл.п.л.12 Уч.-изд.л. 12,8 Тираж 200 Заказ 3765 Цена договорная
Адрес редакции : 410600, Саратов, ул.Московская,70
Отпечатано МГП «Типография №1» . 410040, Саратов, ул.Вишневая 10

Дорогие коллеги!

Выход в свет специального выпуска профессионального издания "Недра Поволжья и Прикаспия", целиком посвященного материалам научно-координационного совещания "Глубинное строение, геодинамика, сейсмичность Восточно-Европейской платформы", - хорошее свидетельство того, что несмотря ни на какие трудности геофизика жива, приспосабливается к новым условиям и готова решать новые задачи. Хочется поблагодарить всех участников совещания, авторов и издателей спецвыпуска за проделанную работу и выразить уверенность в том, что результаты ее будут востребованы специалистами у нас в стране и за рубежом и рекомендации совещания использованы при планировании будущих работ по изучению сейсмичности и сейсмическому районированию территории России.



С добрыми пожеланиями и оптимизмом

**Директор научно - инженерного и координационного сейсмологического центра РАН,
член-корреспондент**

А.В. Николаев

А.В. Николаев

Основные направления работ по изучению сейсмичности Поволжья

Поволжье - один из крупнейших индустриальных регионов страны, где высока плотность населения, где развиты промышленность, энергетические комплексы, где ведется интенсивная разведка и разработка нефтегазовых месторождений. Поэтому проблемы прогнозирования катастрофических изменений природной среды актуальны, особенно в условиях активизации природных процессов, связанных с общей геодинамической обстановкой и способствующих интенсификации гидродинамического режима, оползней, оседаний грунта. За последние годы получены новые данные о сейсмической и тектонической активности Поволжья, установлены активные разломы и выявлены дополнительные сведения об исторических и современных землетрясениях. В настоящее время произошли землетрясения в Татарии (Елабугское землетрясение 17.04.89 г.), в Набережных Челнах (11.11.89 г.), в Волгограде (17.01.90 г.), Камышине (24.12.91 г.), Саратове (19.01.92 г.). В Самарской области за период с ноября 1993 г. по март 1994 г. произошло четыре землетрясения вблизи г.Отрадного. Интенсивность в эпицентре некоторых землетрясений достигала 5-6 баллов. После землетрясения в г.Волгограде, были повреждены здания современной постройки, они не выдержали даже слабого сейсмического воздействия. Тот факт, что землетрясения происходили в районах интенсивной деятельности человека (нефтегазовые месторождения, водохранилища, испытательные полигоны), не дает основания для однозначного вывода о природе этих сейсмических событий, поэтому недостаточно обоснована степень сейсмической опасности рассматриваемой территории, которая согласно СНиП-11-7-81 ранее считалась асейсмичной.



В некоторых публикациях, дискуссиях, при защите проектов часто используется довод о том, что в пределах слабоактивных в сейсмическом отношении территорий могут происходить сильные землетрясения, такие же, как и в сейсмически активных районах, но только с более редкой повторяемостью. Это и заставляет сейсмологов разных стран специально изучать так называемую "платформенную сейсмичность", которая имеет наибольшее значение для таких объектов, как Балаковская АЭС, химические заводы, когда при оценке сейсмичности учитываются события редкой повторяемости. Неучет при проектировании и строительстве научно обоснованных и достоверных сейсмических воздействий может привести к катастрофе - это и аварии объектов, многочисленные человеческие жертвы и заражение больших территорий. По мнению некоторых специалистов среди прочих участков Восточно-Европейской платформы Поволжский характеризуется наиболее высоким сейсмическим потенциалом. Взгляды на природу сейсмичности Поволжья различны: влияние орогенов Урала и Кавказа, автономные процессы, техногенные факторы. Очевидно, есть предпосылки для возникновения сейсмичности под влиянием всех отмеченных факторов. Поэтому Поволжье выделено в качестве региона для исследования платформенной сейсмичности.

По программе изучения сейсмичности платформенных областей 26 апреля 1991 г. в Минске при институте геохимии и геофизики АН БССР Научным Советом ГКНТ СССР проведено координационное совещание по сейсмическому районированию Восточно-Европейской платформы и Урала. Одна из рекомендаций совещания - создание на базе Нижне-Волжского НИИ геологии и геофизики сейсмологической службы, одновременно нашему институту как головной организации поручены исследования, связанные с сейсмическим районированием в Поволжье (масштаб

1:2500000). Работы должны были осуществляться в рамках пятилетней программы ГКНТ СССР, однако они прекратились в связи с упразднением в конце 1991 г. ГКНТ СССР и всех программ союзного значения.

Однако даже за это короткое время получены новые данные о сейсмической активности региона, на основе которых необходимо было пересмотреть сеймотектонические и сейсмологические условия территорий, где расположены объекты атомной энергетики. Это и стало задачей ведомственных программ. В частности, Министерством атомной энергетики было дано указание (№02-25 ЦК от 25.02.92 г.) "О проведении дополнительных работ по оценке сейсмической опасности действующих и строящихся АЭС в Российской Федерации" за счет средств действующих АЭС. В связи с этим НВНИИГГ совместно с "Атомэнергопроект" поручено начать работы по детальному сейсмическому районированию территории Балаковской АЭС.

Однако вполне очевидно, что даже заинтересованные ведомства и предприятия, каждое в отдельности не в состоянии решить столь сложную и многогранную проблему, требующую скоординированных усилий ряда министерств и ведомств. Поэтому для координации деятельности органов государственного управления Российской Федерации по вопросам защиты населения, объектов и территории от воздействия землетрясений Правительством Российской Федерации принято 11 мая 1993 года постановление № 444 "О федеральной системе сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений". Для выполнения этого постановления в НВНИИГГ в 1993 г. были разработаны региональные программы исследований с целью изучения структур сейсмичности, глубинного строения, динамики, напряженного состояния земной коры, мониторинга подземных вод и геофизических полей. Эти программы ориентированы в основном на кадровый и технический потенциал предприятий Роскомнедра.

Вместе с тем Постановлением №444 от 11 мая 1993 г. предусмотрено составление соответствующих целевых региональных программ по развитию системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Приоритет при этом отдается междоуведомственным программам.

Из предложений, разработанных ведущими организациями, совершенно очевидно на необходимость создания системы сейсмологического мониторинга и прогноза землетрясений (СМПЗ), цель ее - выявление прогностических признаков землетрясений, определение параметров очаговых зон, изучение активной тектоники и т.д. СМПЗ в качестве основного компонента должна включать локальную прогностическую сеть, состоящую из комплексных пунктов наблюдения (геофизических обсерваторий) и сейсмопрогностических лабораторий.

Необходимо сгущение наблюдательной сети в районах, близких к объектам атомной энергетики, в районах крупных месторождений нефти и газа и подземных хранилищ. Особое внимание следует уделить хранилищам продуктов переработки радиоактивных веществ и химического оружия.

В качестве пунктов мониторинга будут использованы, находящиеся в этом районе скважины глубокого бурения, в случае необходимости следует предусмотреть бурение и специальное оборудование скважин с целью проведения в них комплекса геофизических, геохимических и гидрогеологических исследований.

В процессе работы предусматривается формирование банков данных сейсмологической и геолого-геофизической информации, для чего необходимо создание информационно-компьютерного центра, который будет связан с центральной геофизической службой РАН и МЧС.

При соответствующем техническом оснащении сейсмологический центр Поволжья будет связан с федеральной и международной сетью сейсмического мониторинга и мировым центром данных.



Глубинное строение, геодинамика, сейсмичность Восточно-Европейской платформы

УДК 550.34:551.24.031

© Ю.К.Щукин, 1996

Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии Ю.К.Щукин (ВНИИГеофизики)

Предлагается развитие концепции активной глубинной сейсмотектоники, основанной на идее тектонического взаимодействия орогена (складчатой области) и платформы как единой динамической системы, развивающейся в пространстве и во времени. Этим подводится итог этапа исследований крупномасштабных геофизических неоднородностей и процессов, выяснения их роли в геодинамических явлениях платформенных областей. Стали более понятными научные и методические ошибки прежних лет, когда геотектонические ситуации платформ и орогенов рассматривались отдельно.

Первые геологические доказательства активного влияния на платформы прилегающих к ним складчатых областей принадлежат А.П.Карпинскому (1893, 1894, 1919, 1947). Изучая особенности распространения осадочных бассейнов в Европейской России, он обратил внимание на то, что широтные и меридиональные понижения земной коры, вызывающие распределение указанных выше морских осадочных бассейнов, почти согласуются с направлением окраинных горных краев Кавказского и Уральского. Он отметил, что все наблюдавшиеся в Европейской России дислокации - нарушения напластования, пологие складки, сдвиги и прочие их направления находятся в видимой связи с указанными колебаниями земной коры, особенно со сменой меридионального и широтного понижений.

Весь накопленный за столетие историко-геологический материал не только по Русской, но и по другим платформам, полностью подтвердил закон великого русского геолога А.П.Карпинского [5, 22, 29, 30, 38]. А.П.Карпинскому (1893) принадлежит еще одно открытие - "существование в Европейской России зачаточного кряжа, проявление которого в разных частях кряжевой полосы весьма различно, на большей части его протяжения вовсе не выражающегося орографически и идущего от западной границы государства в направлении, параллельном направлению Кавказского хребта".

В современной геологической литературе упомянутая структура обычно (и неверно) именуется "линией", "валом", "линеamentом" Карпинского. В свое время А.П.Карпинский кряжевой полосой или кряжевым поясом назвал полосу, заключающую как самый кряж, так и прилегающие к его склонам местности, в которых породы под влиянием

кряжеобразовательных процессов, выведены из их нормального состояния [14].

Вслед за А.П.Карпинским М.М.Тетяев писал, что "в восстановлении структуры альпийского комплекса на континенте наше изучение ни в коем случае не должно ограничиваться областями горного рельефа, и в нашем анализе мы должны помнить, что возвышенности и впадины, нагорные и равнинные части, являются результатом позднейших движений, могут иметь одну и ту же структуру" [28]. Этим он подтверждает трудность точного разделения платформы и складчатой области, что осложняется малой изученностью периферии складчатости с ее отдельными складками. Как правило, переходную зону между платформой и складчатой областью не принимают во внимание, хотя она имеет громадное значение для понимания генезиса этих структур. М.М.Тетяев ссылается на А.П.Карпинского, который назвал выявление замаскированной под осадками складчатой структуры "выслеживанием кряжеобразовательных процессов в тех областях, где теперь никаких гор нет".

"Область сплошной складчатой структуры альпийского возраста располагается по окраинам территории СССР, окаймляя полукольцом с севера, востока и юга, оставляя нетронутой среднюю часть территории, расширяющуюся в северо-западном направлении" [28]. Наличие взаимопереходной зоны от складчатой структуры к платформе М.М.Тетяев приводит в качестве доказательства того, что платформа во время формирования складчатой структуры не остается неподвижной и испытывает изменение своей структуры. В противоположность сплошному изменению ее в складчатой зоне, здесь эти изменения проявляются спорадически.

В последующих за А.П.Карпинским геологических и тектонических построениях А.П.Павлова [30], Э.Аргана [3], Д.И.Мушкетова [27], С.Бубнова [7], Р.Штауба [40] и других ученых развивается идея активного воздействия орогена на платформу.

К сожалению, геологической школой А.Д.Архангельского, потом Н.С.Шатского и их последователей, начиная с 30-х годов, складчатые и платформенные области изучались отдельно. Несмотря на то, что в 1948 г. Н.С.Шатским была опубликована статья о глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области, оба упомянутых выше исследователя (особенно

первый из них) подвергли жесткой критике открытие А.П.Карпинского.

Фундаментальные литолого-стратиграфические и структурно-тектонические разработки В.Е.Хаина [29], В.В.Белоусова [5], В.Д.Наливкина [22], И.М.Губкина [10], А.В.Ронов [25], П.Н.Кропоткина [14], Е.Е.Милановского [20] подтвердили построения А.П.Карпинского. Последние сводки по геологии Русской платформы [22] и Западной Европы [38] по-прежнему выполнены на идее взаимодействия орогенов и платформ как единого геологического пространства.

С теми же трудностями столкнулись и геофизики, изучавшие раздельно платформенные (нефтегазоносные) и горно-складчатые (рудноносные) области. Сейсмологам лишь изредка приходила мысль о тесной взаимосвязи сейсмических явлений в орогенах и на платформе [26].

Идея о совместном рассмотрении динамики складчатых областей, континентальных и океанических платформ появились в 1967г. у американских геологов и геофизиков на основе постулатов тектоники литосферных плит. Научные достижения этого направления в науках о Земле широко известны.

Динамикой глубинных процессов в платформенных регионах первыми занялись геофизики и сейсмологи. Еще в 1964 г. В.В.Федынский и А.А.Борисов по геофизическим данным отмечали широкое влияние современных геосинклиналей и далеко за их пределы. Они считали этот факт полностью соответствующим идее А.П.Карпинского о

ти на большой глубине и возможность очень большого радиуса их действия, в том числе, в пределах соседних платформ.

В работах [1,4,12,16,18,19,23,27,31,32,33,35] хотя и в разной степени, но затрагивались вопросы динамического влияния орогенов на платформы и отклика среды последних на активные процессы горно-складчатых регионов в периоды их тектонического возбуждения.

Перечень исследований неполон. Каждую из цитируемых и пропущенных работ необходимо проанализировать, поскольку каждая посвящена конкретным геолого-тектоническим и сейсмологическим ситуациям. Это будет сделано отдельно.

А пока нужно свести достоверные факты и предположения, накопленные за многие годы, в правдоподобную (доказательную) концепцию и постараться проиллюстрировать ее обобщенной схемой динамического сеймотектонического взаимодействия орогенов и платформ.

Итак, предлагается новая концепция активной глубинной сеймотектоники, базирующаяся на идее тектонического взаимодействия орогенов и платформ как единой динамической системы, развивающейся в пространстве и во времени.

Если эти представления обосновать только на данных глубинной геофизики, то, скорее всего, можно говорить о современных динамических системах литосферы (для задач сеймотектоники этого было бы достаточно). Однако по геологическим данным, в

том числе полученным предшественниками, развитие динамических систем было продолжительным, по меньшей степени, в течение фанерозоя.

По геолого-геофизическим данным, включающим характеристики геофизических полей, особенности строения земной коры и верхней мантии, сейсмичности, тектоники, современных движений, в пределах Северной Евразии можно выделить следующие глубинные динамические (сеймотектонические) системы: Европеевско-Средиземноморскую, Центральнo-Азиатскую, Байкальскую, Курило-Камчатскую, Верхоянско-Колымскую, Арктическую, Скандинавскую (рис.1).

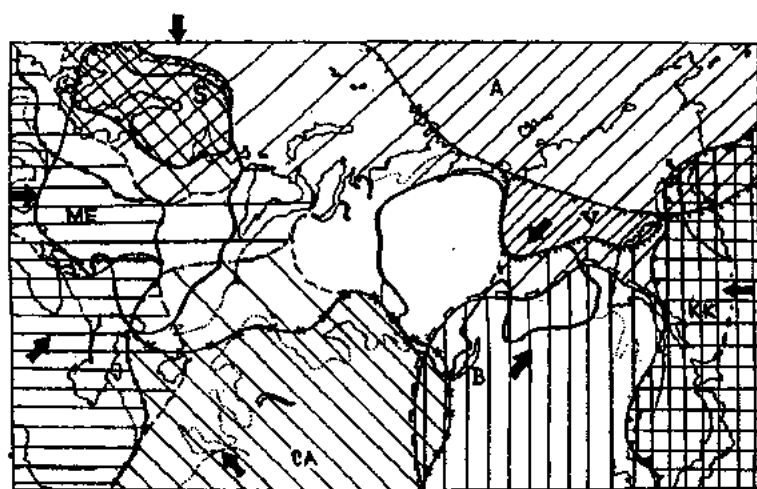


Рис. 1. Карта глубинной сеймотектоники. Современные сеймотектонические (геодинамические) системы Северной Евразии. МЕ-Средиземноморско-Европейская система, СА-Центральнo-Азиатская, В-Байкальская, КК-Курило-Камчатская, V-Верхоянская, А-Арктическая, S-Скандинавская

волнообразных движениях в пределах Русской платформы, отражающих складчатые движения окружающих ее горных сооружений. Они отмечали и вероятность нахождения источников геосинклинальной активнос-

Протяженность систем достигает тысяч километров, а глубина - сотен километров. Выделенные динамические системы, а по существу активные объемы земной коры и

сейсмогенных сред, совпавших с типами оро-
генов, известных из геологии [8, 13, 9, 11].
Описаны индивидуальные признаки их про-
явления. Поиски адекватных орогенам типов

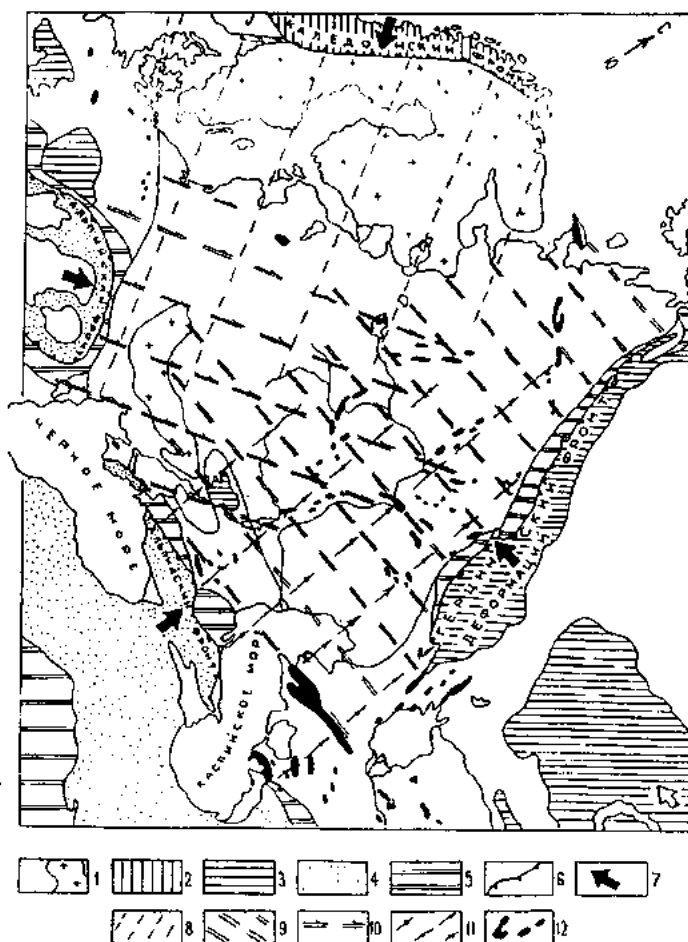


Рис. 2. Динамическое влияние орогенных и деформация сжатия форланда. 1-области докембрийской складчатости и выходы ее на дневную поверхность (Балтийский и Украинский щиты), 2-области каледонской складчатости, 3-области герцинской складчатости, 4-области альпийской складчатости, 5-предгорные прогибы, 6-фронт деформаций сжатия форланда, 7-преобладающие направления фронта тангенциальных деформаций, 8-область каледонских синорогенных движений и деформаций, 9-область динамического влияния герцинских орогенов (Урал), 10-11-области динамического влияния альпийских орогенов: 10-Карпатского, 11-Кавказского, 12-районы развития синорогенных (соскладчатых) инверсионных структур сжатия в осадочном чехле (платформенная складчатость). Использована тектоническая основа Н.С. Шатского (1955).

сред в пределах прилежащих платформ привели к построению карт динамического влияния орогенов на платформы [9.11].

Эти построения и стали комплексной геофизической основой выделения, а вместе с геологическими данными - и построения карты расположения динамических систем Северной Евразии (рис. 1). С использованием дополнительных сведений по новейшей тектонике, исторической геологии и геодинамике уточнена терминология, дано более точное описание этих систем, прослежено изменение их границ в течение геологического развития.

Охарактеризуем одну из систем - Европейско-Средиземноморскую, включающую Восточно-Европейскую платформу и окружающие ее складчатые области, под сильным динамическим влиянием которых в течение фанерозоя находилась платформа. Фронт каледонских деформаций был обращен с северо-запада на юго-восток, герцинских деформаций - с востока на запад (Урал), альпийских - с юга на север (Кавказ) и с юго-запада на северо-восток (Карпаты) (рис.2). Восток платформы стал местом интерференции двух тектонических эпох активности-герцинской и альпийской [29], каждая из которых оставила в геологической памяти осадочного чехла, консолидированного фундамента, коры и мантии заметные следы.

Геологическим откликом платформы на тангенциальное воздействие орогенов (складчатых областей) следует считать:

-пространственно-вре-

менные колебательные и волновые тектонические движения, синхронные в орогенах и платформах, сопровождаемые при этом также накоплением и деформацией разновозрастных осадков;

- скорость, мощность, тип осадконакопления на платформе соответствующими фазами развития геосинклинали (складчатой области, орогену) [22].

- отчетливую смену ориентации морских осадочных бассейнов по отношению к активной складчатой области (Кавказ, Урал) (Кар-

Глубинные источники энергии этих систем расположены в пределах активных оронов. Здесь же расположены очаги сильнейших излучателей упругих волн. Поэтому, бесспорно, центр тяжести в доказательной части существования динамических систем должен приходиться на ороны.

В 1983-1988 гг. удалось сделать комплексное количественное описание типов

пинский, 1894);

- тектонические дислоцированные зоны, переходные от орогенов к платформе (Карпинский, 1893);

- интенсивную идиоморфную (прерывистая) [5] платформенную складчатость (куполовидные поднятия, валы, плакантиклиналы, инверсионные структуры чехла);

- глубокие дислокации, охватывающие платформы и складчатые области [34];

- глубинные структурные связи и разломные дислокации платформ, синхронные эпохам тектонической активности соседних складчатых областей [5,28];

- синорогенный магматизм и минерогенические проявления. Геофизическими признаками динамического взаимодействия платформы и орогенов можно считать:

- крупномасштабные аномалии поля силы тяжести (единые для разнородных тектонических элементов), отождествляемые с плотностными неоднородностями верхней мантии на глубине около 100-150 км [17];

- единые для орогенов и платформы протяженные скоростные неоднородности, определяющие, в частности, структуру низкоскоростной (аномальной) мантии на глубинах до 70-100 км [27] (рис.3);

- единый или близкий структурный план мантийных неоднородностей (нормальная мантия);

- упорядоченность структурного плана и типов земной коры [6];

- сквозные для орогенов и платформы линейные сейсмогенные структуры литосферы [44];

- синхронный энергетический отклик платформы на сильные землетрясения в орогенах [1] (рис.4);

- уникальное дальное действие (ощутимость) глубоких мантийных землетрясений, определяемое положением скоростных и плотностных неоднородностей среды.

В перечне критериев выделения динамических систем не отражены возможности геодезии (наземной и космической), геохимии, гидрогеодинамики.

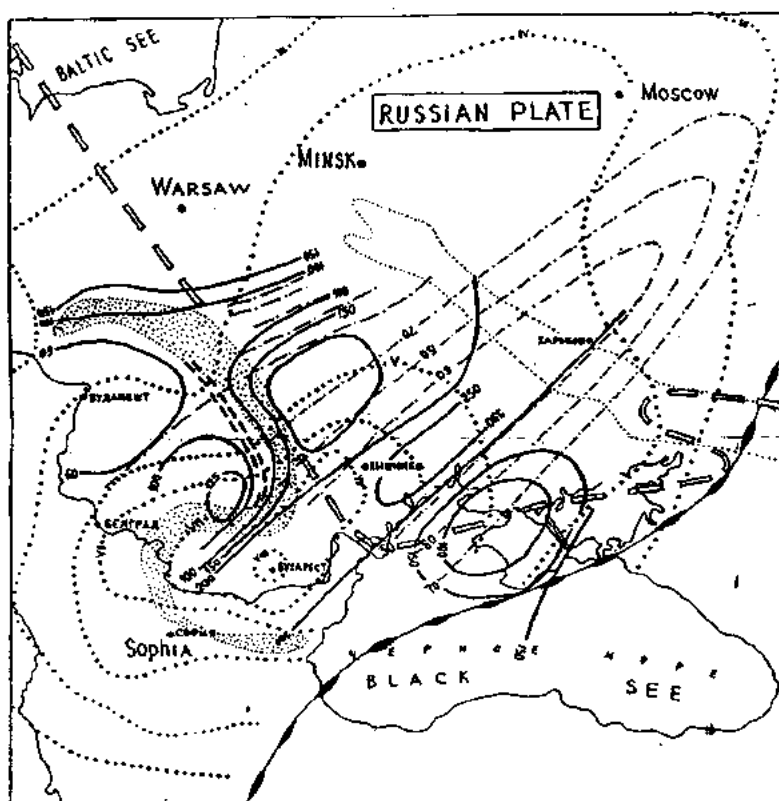


Рис.3. Схема глубинных неоднородностей верхней мантии Юго-Восточной Европы (Чекунов, Соллогуб, Щукин, 1984, 1993). Сплошные линии - кровля нормальной мантии, пунктирные линии - кровля аномальной мантии, точечные линии - изосейсты глубокого землетрясения в районе Вранча 1977 г.

Итак, типы орогенов и области разной интенсивности влияния их на соседние платформы были положены в основу предлагаемой карты динамических (сеймотектонических) систем, или карты активной глубинной сеймотектоники (рис.1).

В дальнейшем предстоит глубоко проанализировать имеющуюся информацию, доказать существование сильных динамических связей разновозрастных и разномасштабных структур литосферы. Однако то, что сделано, позволяет по-новому рассмотреть многие научные и практические вопросы, объяснить причины и оконтурить области региональной геозкологической опасности, определить масштабы и причины аномалий флюидного режима.

Таким образом, новая концепция и карта глубинной сеймотектоники

- принципиально изменяют наше представление о степени активности и сейсмической опасности слабоактивных регионов и приближают к решению проблемы внутриплитной сейсмичности;

- объясняют условия, механизмы и направленность передачи энергии тектонических процессов на огромные расстояния;

- объясняют причины региональной ин-

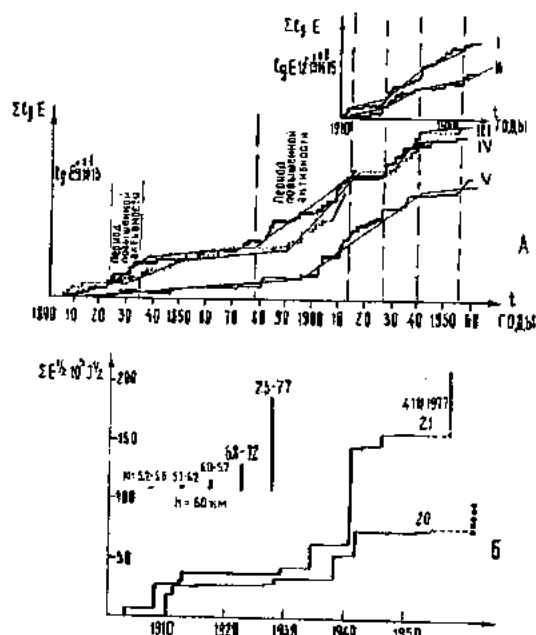


Рис. 4. А - графики высвобождения суммарной энергии землетрясений (составил И.В.Ананьин). 1-Восточные Карпаты, II-Крым, Западный Кавказ, III-северо-восток Русской платформы и Средний Урал, IV-юг Русской платформы, V-юго-восточная часть Балтийского щита и пограничные районы северо-запада Русской платформы; Б - характеристика высвобождения упругой деформации (графики Беньофа) для последовательности глубоких мантийных землетрясений в Тирренском море (20) и Вранча (21) (Kaglik, 1968, 1971; 1972) с дополнением авторов по землетрясениям в Румынии и в Тирренском море (показано вне масштаба)

дивидуальности, азимутальности и дальности действия прогностических признаков землетрясений;

- разрешают противоречия в проблеме разломной или блоковой природы землетрясений;

- объясняют известную разнотипность глубинных условий возникновения и механизм формирования очагов землетрясений в пределах (условиях) орогенных зон и динамических систем с разными эндогенными режимами;

- создают динамическую (глубинную сеймотектоническую) основу для оптимального размещения локальных, региональных и глобальных сетей сейсмических станций слежения за естественными (землетрясения) и искусственными (взрывы) источниками возбуждения упругих волн и для мониторинга окружающей среды.

Наконец, и это главное, - намечаемое решение позволяет упорядочить разрозненные факты и явления (геологические, геодинамические, сейсмические и другие) в единую систему взглядов.

В связи со сказанным необходимо будет пересмотреть некоторые предложения и

требования к проведению комплексных геолого-геофизических исследований и обработке полученных материалов. Это равным образом относится к высокосейсмичным (ороженным) и слабосейсмичным (но опасным) платформенным регионам. Может измениться научный и методический подход к региональному сейсмическому районированию.

Литература

- 1.Ананьин А.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями //Современные движения земной коры. -М.: Недра, 1968.
- 2.Ананьин А.В.,Лилиенберг Д.А.,Шукин Ю.К. Вопросы современных вертикальных движений, морфоструктурных особенностей земной коры и сейсмичности (на примере Восточной Европы).-Тарту, 1973.-С.605-616.
- 3.Арган Э. Тектоника Азии.-ОНТИ НКТП СССР.-М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.
- 4.Артошков Е.В. Геодинамика.- М.: Наука, 1979.
- 5.Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. - М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- 6.Безр М.А., Шукин Ю.К. Геодинамика и сейсмичность Карпато-Динарской системы //Proceeding of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice, 1977.- Prague: Academia, 1978.
- 7.Бубнов С.Н. Геология Европы.- ОНТИ НКТП СССР, М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.
- 8.Геологические условия в очаговых зонах сильных землетрясений.- М.: Наука, 1983.
- 9.Глубинное строение слабосейсмичных регионов территории СССР.- М.: Наука, 1987.- 238с.
- 10.Губкин И.М. Урало-Волжская нефтеносная область.- М.-Л.: Изд.АН СССР, 1940.
- 11.Долговременное прогнозирование сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных.- М.: Наука, 1988.
- 12.Золотарев А.Г. Влияние новейшего внутриконтинентального орогенеза на платформы //Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. - Новосибирск: Наука, 1990.- С.103-112.
- 13.Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР.- М.: Наука, 1984.- 199 с.
- 14.Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. -М.-Л.:Изд.АН СССР, 1947.
- 15.Кропоткин П.Н. Элементарные структуры,их классификация и терминология // Методы тектонических структур.-Вып.2.-М.:АН СССР,1960.-С.3-137.
- 16.Лилиенберг Д.А. Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга//Изв.РАН,сер.geogr.-1994.- №2.-С.16-36.
- 17.Лопатина Н.П., Рябой В.З. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести //Физические свойства, состав и строение верхней мантии.-М.:Наука,1974.
- 18.Макаров В.И., Шукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов// Геотектоника.-1979.-№3.
- 19.Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР (Морфоструктура и морфоскульптура).-М.:Мысль,1972.
- 20.Милановский Е.Е. Основные черты тектонического районирования СССР и сопредельных территорий//Актуальные проблемы тектоники СССР.-М.:Наука,1988.-С.14-23.
- 21.Мушкетов Д.И. Региональная геотектоника.- М.:ОНТИ НКТП СССР,1935.
- 22.Наливкин В.Д. Русская платформа.-М.: Недра,1985.

23. Николаев Н.И. Сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР, сер. геогр. - 1967. - №2.

24. Павлов А.П. Самарская Лука и Жигули // Труды Геол.ком. - Т.11. - 1987. - №5. - С.1-63.

25. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. - М.: АН СССР, 1949.

26. Сейсмическое районирование территории СССР: методические основы и региональное описание карты 1978 г. - М.: Наука, 1980.

27. Соллогуб Б.Б. Земная кора Украины // Геофиз. журн. - Т.4. - 1982. - №4. - С.3-25.

28. Тетяев М.М. Геотектоника СССР. - М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1938.

29. Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. - Баку: Азнефтеиздат, 1954.

30. Хаин В.Е. Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. - М.: Недра, 1993.

31. Чекунов А.В., Соллогуб Б.Б., Щукин Ю.К. Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры // Доклады Советских геологов на 27-м Международном геолог. конгрессе. - Т.7. - Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С.185-192.

32. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В., Харитонов О.М., Шляховский В.А., Щукин Ю.К. Глубинное строение литосферы Центральной и Юго-Восточной Европы // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. - М., 1993. - С.152-161.

33. Уломов В.И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. - Ташкент: ФАН, 1966.

34. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4 // Изв. АН СССР, сер. геол. - 1948. - №5. - С.39-66.

35. Шерман С.А., Семинский К.К., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. - Новосибирск: Наука, 1991.

36. Штауб Р. Механизм движений земной коры. - М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1938.

37. Щукин Ю.К. Сейсмические структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами // Разломы земной коры. - М., 1977. - С.125-133.

38. Ziegler P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe. - Elsevier Scient. Publ. Comp., 1990.

УДК 550.343.6 (470.3)

© Г.И.Рейснер, Л.И.Иогансон, 1996

Прогнозная оценка сейсмического потенциала Русской платформы

Г.И.Рейснер, Л.И.Иогансон (ИФЗ РАН)

До последнего времени методы прогнозной оценки сейсмического потенциала остаются разработанными недостаточно. Это относится даже к сейсмоактивным областям, обеспеченным обильной сейсмологической информацией и хорошо изученным в сейсмотектоническом отношении. В еще большей степени это относится к платформенным территориям, для которых методы оценки сейсмической опасности практически отсутствуют.

Еще с конца 80-х годов в Институте физики Земли, в лаборатории сейсмотектоники разрабатывается внерегиональный сейсмотектонический метод оценки прогнозного сейсмического потенциала территории [2-6]. Главные его особенности следующие: для районирования территории используется нетрадиционный набор геолого-геофизических данных, которые характеризуют современное состояние и структуру земной коры. Это - тепловой поток, мощность земной коры, абсолютная высота рельефа, изостатические аномалии, глубина залегания фундамента и размах рельефа. Исходные данные осредняются в ячейке размерами 20x30, что соответствует листу топографической карты масштаба 1:100 000. Данные по этим параметрам были любезно предоставлены С.Л.Костюченко (Т, F), М.К.Кабаном (I), М.В.Розановым (R и DR), а также А.К.Поповой (Q) по материалам работ [1,7], они обрабатываются с использованием процедуры кластерного анализа.

Для интерпретации избирается один из низших шагов процедуры кластерного анализа с выделением более 2000 разновидностей типов коры, каждый из которых включает от одной до 22 элементарных ячеек. Такие низкие шаги процедуры избираются сознательно, чтобы в каждый тип попадали ячейки с возможно минимальным разбросом значений исходных параметров.

Получаемая таким образом детальная многопризнаковая типизация земной коры служит основой для нетрадиционного сейсмотектонического районирования. Каждый тип земной коры может рассматриваться в качестве модели сейсмотектонической ситуации, поскольку исходные данные, как упоминалось, характеризуют современное состояние и строение земной коры, то есть максимально приближены к условиям, в которых развивается современный сейсмический процесс. Это одно из основных методических положений развиваемого метода.

Другая важная методическая особенность нашего подхода в том, что совместно рассматриваются области с различным тектоническим строением, геолого-геофизическими характеристиками и современной сейсмичностью. Как оказалось, одинаковые сейсмотектонические ситуации выделяются в разобщенных территориально регионах, это дает возможность сравнивать сейсмотектонический потенциал районов с различным сейсмологическим обеспечением и, соответственно, проводить прогнозные районирования.

ние слабоактивных в сейсмическом отношении территорий, к которым и относится Русская платформа. Выявленные типы коры сопоставляются с сейсмологическими данными, в результате чего составляется список ячеек-"учителей" с фиксированным значением максимальной магнитуды, которое в дальнейшем распространяется на все ячейки, входящие в один тип сеймотектонической ситуации.

Важное условие успешного применения метода - типизация обширных территорий - на уровне континентов или их крупных частей. Это понятно: чем больше территория, тем больше будет выделено сеймотектонических ситуаций и тем больший объем сейсмологических данных будет анализироваться.

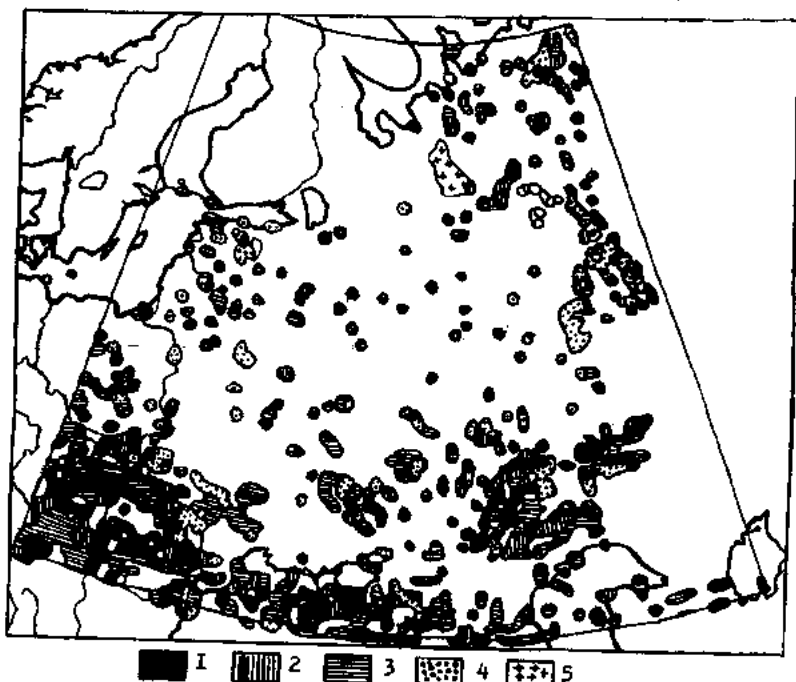
В процессе разработки метода в него вносились определенные усовершенствования. Они касались оптимизации математического аппарата обработки данных, уточнения исходных геолого-геофизических, сейсмологических данных и расширения рассматриваемой территории. Так, первые варианты наших построений были проведены на основе типизации территории Западной Европы и юга Восточно-Европейской платформы. В последующем территория расширилась за счет Средней Азии, Казахстана, Алтая и северных районов Русской платформы и Предуралья. Для более строгой идентификации типов коры использовались все более низкие шаги процедуры кластерного анализа. Кроме того, к перечисленным выше геолого-физическим параметрам в представляемом варианте добавлен новый признак - размах рельефа, что позволяет "разводить" по разным типам коры ячейки с одинаковым средним значением рельефа, но с различной его контрастностью. В соответствии с этим первые прогнозные оценки были сделаны на базе типизации, состоящей из 560 разновидностей типов коры [2-3,6]; затем был разработан вариант прогнозной карты на основе типизации, включающей около 2000 разновидностей типов коры [4]. Для варианта, представленного в статье, количество разновидностей типов коры составляет 3020.

Разрабатываемый метод оказался достаточно перспективным для оценки сейсмического потен-

циала платформенных территорий, и самое главное - для этих оценок используется не только скудный сейсмологический материал по собственно платформенным областям, но и вся информация по сейсмоактивным регионам, как соседним, так и удаленным от Русской платформы.

Сейсмический потенциал северо-запада Русской платформы. Как уже отмечалось, представляемый вариант карты прогнозной оценки $M_{\max}$ составлен с использованием данных по расширенной территории, включающей северные и северо-восточные районы Русской плиты. В ее пределах выделяется несколько регионов, характеризующихся компактно расположенными ячейками со значимыми величинами прогнозных $M_{\max}$ (рис.). В целом расположение этих ячеек имеет достаточно четко проявленную структурную привязку. В качестве потенциально сейсмоопасных зон выделяются такие структуры, как Днепровско-Донецкая и Прикаспийская впадины, Прибалтийская антеклиза, Предуральский прогиб и Тимано-Печорская впадина, северная часть акватории Черного моря.

В пределах Прибалтики и прилегающих областях Русской плиты преобладают невысокие значения $M_{\max}$ от 3 до 4,7 и только на двух изолированных участках прогнозные $M_{\max}$ составляют 6,1 и 6,4. Один из таких участков находится на Литовском побережье Балтийского моря. Здесь развиты сеймотектонические ситуации, сходные с таковыми для Чилийского и древнего Хорезмского землетрясений (соответственно 1929 и 1208г. с магнитудами 6,4 и 6,1). Большая



Карта прогнозных значений $M_{\max}$ для Русской платформы.
 $M_{\max}$: 1>=6; 2-5-5,9; 3-4-4,9; 4-3-3,9; 5- $M_{\max}$ с неизвестным значением

часть землетрясений с магнитудами 3-4,7, являющихся "учителями" для развитых здесь сейсмотектонических ситуаций, произошла в пределах рассматриваемой территории. Самое крупное из них - Осмуссарское 1976г. с магнитудой 4,7 возникло в прибрежной части Балтийского моря в Эстонии. Сейсмотектоническая ситуация Осмуссарского землетрясения повторяется несколько раз в прилегающей к эпицентральной зоне прибрежной части Балтийского моря, в связи с чем здесь обособляется достаточно обширный участок с прогнозными магнитудами 4,7. Кроме того, к этой зоне примыкают сейсмотектонические ситуации с прогнозными оценками $M_{\max}$ в диапазоне 3-4,5, "учителями" для которых были местные землетрясения, происходившие в период с 1670 до 1987г.

Южнее выделяется субширотная полоса, образованная сейсмотектоническими ситуациями с прогнозными оценками $M_{\max}$, соответственно 4,2 и 4,5. "Учителем" для первой было землетрясение 1903г. в Предкарпатье, а для второй - собственное землетрясение 1857г.

Далее на юг выделяется обширный участок с прогнозными оценками $M_{\max}=3,5-4,5$, с существующими сейсмотектоническими ситуациями, характерными для местных землетрясений 1896, 1821 и 1908г.

К востоку и югу от названных зон встречаются преимущественно небольшие изолированные участки (состоящие из одной-трех ячеек) с прогнозными оценками $M_{\max}$ в диапазоне 3-4,8. Они образованы как уже упоминавшимися, так и некоторыми другими сейсмотектоническими ситуациями, характерными для землетрясений, происшедших в Западной Европе и Туркмении.

Таким образом прогнозные значения сейсмического потенциала в северо-западной части Русской плиты определяются преимущественно по собственным землетрясениям, и он в целом невысок. Однако сейсмотектонические ситуации на этой территории, характерные для Чилийского и Хорезмского землетрясений, подтверждают существование отдельных более опасных участков. Интересно, что в пределах северо-западного региона нет прогнозных значений магнитуд в диапазоне 5-5,9.

Сейсмический потенциал Днепровско-Донецкой впадины. Эта структура четко выделяется на асейсмичном фоне граничащих с ней Украинского щита и центральных районов Русской плиты в виде широкой полосы северо-западного простирания, состоящей из сейсмотектонических ситуаций с прогнозными оценками $M_{\max}$ в диапазоне 3-7,3. Максимальная магнитуда (7,3) прогнозируется для локальной площади на северо-западном замыкании Днепровско-Донецкой впадины и связана с наличием сейсмотектонической ситуации, характерной для Газлийского землетрясения (это и максимальная прогно-

зируемая нами магнитуда для всей Русской платформы в целом). В этой же зоне представлены и ячейки с сейсмотектонической ситуацией Чилийского землетрясения.

Следует отметить, что участки с высокими прогнозными оценками $M_{\max}$ выделяются на довольно пустынном фоне северо-западной половины впадины, а напряженная прогнозная сейсмичность больше связана с ее юго-восточной частью. Здесь компактно расположены ячейки с прогнозными оценками $M_{\max}$ в диапазоне 3-6,4. Три типа коры имеют $M_{\max}>6$, "учителями" для которых являются два Каспийских землетрясения 1989г. с $M=6,2$, и 1911г. с $M=6,4$, а также Таманско-Керченское землетрясение 275г. с $M=6,4$. К ним примыкают ячейки с прогнозной $M_{\max}=5-5,5$, "обученные" по землетрясениям Северного Кавказа, прикрымских участков Черного моря, Валахской впадины и Афганско-Таджикской депрессии. Ячейки с $M_{\max}=4,1-4,9$ принадлежат типам коры, "обученным" в основном по Туркменским, Каспийским и Приаральским землетрясениям.

Сейсмический потенциал Прикаспийской впадины. Прикаспийская впадина в последнем варианте карты прогнозных оценок $M_{\max}$ - один из самых напряженных регионов, несмотря на то, что на ее территории по имеющимся данным зафиксировано единственное землетрясение с магнитудой 3,6. Прогнозные оценки $M_{\max}$ имеют широкий диапазон значений - от 3,8 до 6,4.

Следует заметить, что для этой структуры мы составили несколько вариантов карт $M_{\max}$, причем есть тенденция к постепенному расширению площади потенциально опасных зон [5]. Если при использовании первых вариантов типизации земной коры здесь выделялись как сейсмоопасные только северо-западная и южная прибортовые части впадины, а на следующем этапе и отдельные субмеридиональные "коридоры", связующие эти части, то в последнем варианте площадь сейсмоопасных зон практически охватывает всю территорию Прикаспийской впадины. Однако максимальные значения величины магнитуды существенно ниже, чем в ранних вариантах: если в первом варианте 1992г. здесь прогнозировались участки с $M_{\max}=7,3$ [5], то в последнем наибольшие $M_{\max}$ составляют 6,4. Это результат более строгого подхода к выделению идентичных сейсмотектонических ситуаций.

Наибольшие площади с прогнозными $M_{\max}\geq 6-6,4$ сосредоточены в северной, западной и южной прибортовых частях Прикаспийской впадины. Им соответствуют сейсмотектонические ситуации, "учителями" для которых являлись в основном Каспийские землетрясения, события в Таманско-Керченской зоне и Чилийское землетрясение. К участкам с $M_{\max}=6-6,4$ примыкают районы с $M_{\max}=5-5,8$, в пределах которых представ-

лены сейсмотектонические обстановки, характерные для землетрясений, происходивших в Северо-Кавказских прогибах, Туркмении и на Адриатическом побережье.

В центральной части Прикаспийской впадины преобладают значения прогнозных M_{max} в диапазоне 3,6-4,7. Им соответствуют обстановки, типичные для землетрясений, происходивших в Туркмении, северных частях Русской плиты, на акватории Каспия и также собственного землетрясения 12 июня 1974 г. с $M=3,6$.

Сейсмический потенциал Предуральского прогиба на исследованной части территории также характеризуется повышенным уровнем: максимальная прогнозная магнитуда здесь составляет 6,1, и она связана с сейсмотектонической обстановкой, характерной для землетрясения, происшедшего на акватории Каспия 12 июня 1889г. Кроме того, здесь также наблюдаются компактные ареалы с прогнозными $M_{max}=5-5,5$. При этом большая их часть связана с сейсмотектоническими обстановками, характерными для местных землетрясений. Кроме того, существуют и сейсмотектонические ситуации, "учителями" для которых являются землетрясения, происходившие в Предкавказье, на Адриатическом побережье и Предкарпатье. Как обычно, площади с высокими магнитудами надстраиваются многочисленными ячейками с прогнозными M_{max} 3-4,7.

Полученные нами результаты в целом представляются нетривиальными, хотя бы по той причине, что для таких структур, как Прикаспийская, Днепровско-Донецкая впадины, и некоторых менее крупных районов и участков в пределах Восточно-Европейской платформы прогнозируется возникновение землетрясений с очень высоким уровнем магнитуды (более 6, в одном случае даже 7). Сам по себе этот факт можно было бы и не принимать во внимание, если бы не то обстоятельство, что на повышенную опасность отмеченных структур указывает не только представленный в статье вариант типизации земной коры, но и ранее полученные с иным набором исходных материалов, иной рассматриваемой территорией, несколько иным алгоритмом обработки.

Тем не менее мы не рассматриваем наши результаты как окончательные по нескольким причинам. Во-первых, потому, что набор исходных параметров в будущем может и должен быть дополнен другими исходными материалами, например, по напряженному состоянию земной коры или какими-то иными. Во-вторых, безусловно, необходимо включить в анализ еще большую территорию. Мы не смогли учесть, например, огромный сейсмологический материал по Турции, Ирану, Монголии, Китаю, которые ограничивают с юга рассмотренную нами территорию. Нет сомнения, что и в их пределах найдутся сейсмотектонические ситуации, аналоги которых развиты и в наших сейсмоактивных областях. Очень полезным было бы включить в дальнейшее рассмотрение материалы по другим платформам, которые уже проявили себя сильными и очень сильными землетрясениями с магнитудой намного большей 6 (Северо-Американская, Китайская и другие). Мы очень надеемся, что в будущем это станет возможно.

Литература

1. Геотермическая карта Северной Евразии. (Масштаб 1:5000000). - М., 1985.
2. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Сейсмический потенциал Крымско-Кавказского региона и прилегающих областей Русской плиты //Белорусский сейсмологический бюллетень. - Минск, 1992. - С.56-88.
3. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. - М.: ОИФЗ РАН, 1993.
4. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Сейсмический потенциал Западной России, других стран СНГ и Балтии //Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. - М.: ИФЗ РАН, 1993. - С.186-195.
5. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. О сейсмическом потенциале Прикаспийской впадины //БМОИП, отд. геол. - Т.69. - 1994. - Вып. 6. - С.124-132.
6. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Возможны ли сильные землетрясения в пределах равнинных территорий? - Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений //Информационно-аналитический бюллетень. - М.: МЧС России, Межведомственная комиссия по сейсмическому мониторингу, РАН. - 1995. - №3. - С.48-50.
7. Geothermal Atlas of Europe (scale 1:5000000). - Germany, 1993.

УДК 550.83:551(470.5)
© С.Н.Кашубин, 1996

Связь аномалий сейсмической анизотропии с распределением тектонических напряжений и сейсмической активностью на Урале

С.Н.Кашубин (Баженовская геофизическая экспедиция)

Систематические региональные сейсмические исследования на Урале ведутся более 30 лет. За эти годы выполнены исследования на целой серии региональных пересечений [5,6 и др.] и осуществлены специальные площадные наблюдения [7 и др.] В

основном работы выполнялись в многоволновом варианте по методике, предполагающей совместное использование для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии продольных и поперечных волн различной поляризации [8].

Уже на первых этапах изучения сдвиговых составляющих волнового поля замечено, что их поляризация не является постоянной характеристикой волны и существенно меняется в зависимости от ориентировки профиля наблюдений и геологической ситуации. Для исследования этого явления выполнены специальные площадные наблюдения [9], позволяющие в каждой точке регистрации поперечной волны определить такие параметры, как направление на источник (азимут направления пункт взрыва - пункт приема, оцениваемый по известным координатам взрыва и принимающей установки); направление подхода фронта волны (определяемое по лучам крестовой расстановки вертикальных сейсмографов на базе 1100x1100 м); вектор движения частиц (направление смещений, оцениваемое по годограммам 3-компонентных записей, либо определяемое по диаграммам направленности конических азимутальных установок). Дополнительно изучались:

- азимутальные зависимости времен прихода P- и S-волн;
- азимутальные зависимости скоростей P- и S-волн;
- азимутальные зависимости направлений смещений частиц в первой поперечной волне;
- расщепление поперечной волны на qSV- и qSH-составляющие и зависимость разности вступлений расщепленных S-волн от направления распространения;
- отклонение векторов движения частиц продольных и поперечных волн от направления подхода волн и плоскостей волнового фронта, а также векторов движения частиц и направления подхода P- и S-волн от направления источника-приемника;
- зависимость отношения скоростей и амплитуд продольной и поперечной волн от направления распространения.

В результате этих и подобных исследований [6-9 и др.] установлено, что как скорости упругих волн, так и направления смещений частиц колебаний (особенно поперечных волн) в пределах Среднего и Южного Урала подчиняются вполне определенным азимутальным закономерностям, подтверждающим анизотропию упругих свойств земной коры, а именно:

- в местах пересечения профилей, ориентированных под разными азимутами, скорости распространения упругих волн в меридиональном направлении (вдоль уральских структур), как правило, ниже, чем в субширотном направлении, при этом величины скоростей изменяются по косинусоидальному закону в зависимости от азимута наблюдения с периодом, равным π ;
- чаще всего, независимо от направления на источник колебаний, первые вступления поперечных волн поляризованы в субширотном (запад-восток 1200-300) направлении;

- при наблюдениях сдвиговых волн вдоль Урала, начиная с удалений 15-20 км, удается фиксировать расщепление поперечных колебаний на qSV- и qSH-составляющие, причем на всем протяжении от Магнитогорска до Кушвы вдоль осевой структуры Урала поперечные волны, горизонтально поляризованные в субширотном направлении (qSH), распространяются с большей скоростью, чем S-волны, поляризованные в меридиональном направлении (qSV);

- аномалии расщепления поперечных волн (разность времен вступлений qSV- и qSH-волн или величина отношения скоростей этих волн) существенно больше на широте Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы и в северной части Среднего Урала;

- азимутальные аномалии упругих параметров, полученные как по продольным, так и по поперечным волнам, хорошо согласуются между собой и показывают те же самые направления, что и вектора смещений наиболее быстрых поперечных волн. Так, на широте Челябинска ориентировки векторов максимальных значений упругих скоростей и направлений смещений в первых фазах S-волн соответствуют северо-западному-юго-восточному направлению с азимутами примерно 115°-125°. В районе Нижнего Тагила и Кушвы эти ориентировки соответствуют юго-западному-северо-восточному направлению с азимутами от 40° до 70° (рис. 1).

Таким образом, установлено, что сейсмическим волновым полям, возбуждаемым при взрывах на Урале, свойственна изменчивость кинематических и поляризационных характеристик, обусловленная не только 3-мерной структурой, но и азимутальной анизотропией упругих свойств земной коры складчатого пояса.

В процессе интерпретации аномалий сейсмической анизотропии, установленных на Урале при многоволновых сейсмических исследованиях, рассмотрено несколько возможных механизмов возникновения упругой анизотропии в земной коре. Чаще всего в геологической и геофизической литературе азимутальная анизотропия понимается как результат ориентированной упорядоченности упругих свойств среды, обусловленной одной из следующих причин [3, 16, 18]: тонкой слоистостью (трансверсально изотропная модель); преимущественной ориентировкой кристаллов основных анизотропных породообразующих минералов; ориентированной трещиноватостью; действием ориентированных нелигнестатических напряжений.

Выявленные в результате исследований азимутальные зависимости упругих свойств и аномалии поляризации исключают трансверсально изотропную модель среды с вертикальной осью симметрии для Урала (т.к. в случае такой модели результаты измерений на дневной поверхности будут азимутально независимыми).

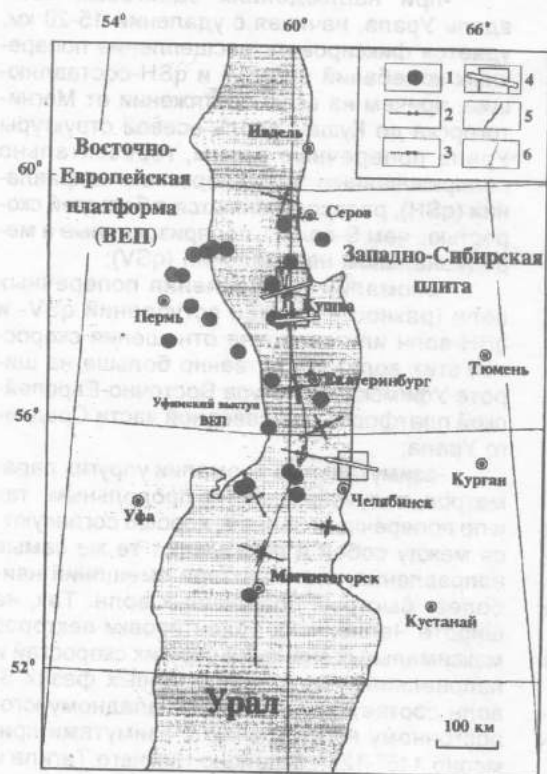


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений в Уральском регионе. 1 - эпицентры землетрясений интенсивностью более 4 баллов (по данным [2, 12, 13]); 2, 3 - напряжения по результатам измерений в горных выработках (по данным [1, 10]); 2-действующие вкрест простирания структур; 3-действующие по простиранию структур (стрелки, обращенные навстречу друг другу, обозначают сжатие, стрелки, обращенные в противоположные стороны - растяжение); 4 - участки площадных сейсмических исследований с указанием направления максимальных значений скоростей, совпадающих с направлением поляризации "быстрых" поперечных волн; 5 - границы "открытого" Урала; 6 - линия разреза, приведенного на рис. 2

Трансверсально изотропная модель с горизонтальной или наклонной осью симметрии противоречит имеющимся геологическим и геофизическим данным [11, 14 и др.], поскольку эти данные свидетельствуют о субмеридиональной ориентировке уральских структур и, следовательно, допускают лишь широтную ориентировку оси симметрии. Наблюдаемые же азимутальные вариации скоростей (максимальные значения скоростей в субширотном направлении и минимальные вдоль структуры) могут быть объяснены только в том случае, если ось симметрии для такой модели будет ориентирована вдоль Урала.

По этой же причине представляется маловероятной модель с региональной упорядоченностью в широтном направлении вдоль всего Урала кристаллов породообразующих минералов.

Поэтому остановимся более подробно на возможном влиянии ориентированной трещиноватости и напряженного состояния.

Нынешние представления о распределении тектонических напряжений в земной коре Урала базируются на результатах многочисленных геофизических и геологических исследований, а именно: сейсмологических наблюдениях, измерениях напряженного состояния в горных выработках, изучении современных движений в процессе высокоточных режимных геодезических измерений, исследованиях изостатических гравитационных аномалий [1, 10, 21 и др.]. По данным этих исследований земная кора Урала в настоящее время испытывает значительные тектонические напряжения. Наиболее информативны, с точки зрения возможности определения направлений действующих напряжений и их относительной интенсивности, результаты измерения напряженного состояния среды, выполненные способом разгрузки в горных выработках Урала, и наблюдения за местной сейсмичностью.

В результате измерений, выполненных в горных выработках Урала [1, 10 и др.], определены величины горизонтальных широтно ориентированных тектонических напряжений, они, как правило, в несколько раз превышают величины вертикальных и горизонтальных меридионально ориентированных напряжений. По данным этих же исследований в осевой части Урала преобладают горизонтальные сжимающие напряжения, ориентированные вкрест, и растягивающие напряжения, ориентированные вдоль уральских структур (рис. 1).

Интенсивность современных тектонических напряжений на Урале достаточно велика. По историческим данным за период с 1800 до 1900 года тектонические землетрясения с проявлениями на поверхности в 6 баллов и выше по международной шкале балльности (MSK-64) происходили по крайней мере 5-6 раз и продолжают инструментально фиксироваться в текущем столетии [2, 13, 21 и др.]. Сейсмологические станции всего мира, включая уральскую обсерваторию в Екатеринбурге, неоднократно фиксировали события с магнитудой (интенсивностью в очаге) более 4 и балльностью (интенсивностью на поверхности) свыше 6, последние два с магнитудами 4,3 и 4,6 зафиксированы в мае 1990 г. на Южном Урале [12].

География эпицентров Уральских землетрясений не очень обширна. Большинство их сосредоточено в пределах Среднего и Южного Урала: от широты г. Серова на севере до г. Златоуста на юге. При этом чаще всего сейсмические события отмечаются в

Пермском Приуралье и на Среднем Урале: от Перми на западе до Красноуральска на востоке. В плане большинство эпицентров землетрясений приурочено к Уфимскому выступу восточной окраины Восточно-Европейской платформы. По глубинам известные гипоцентры в основном приурочены к верхней части земной коры (до глубин 5-10 км), хотя отмечаются и более глубокие события (до 20-30 км и более).

При сопоставлении этих данных с аномалиями сейсмической анизотропии очевидно их принципиальное соответствие друг другу. В частности, азимуты максимальных значений скоростей и векторов смещений частиц в первых вступлениях поперечных волн совпадают с ориентировкой максимальных сжимающих напряжений, установленных в результате измерений в горных выработках, а аномалии расщепления поперечных волн вдоль Урала коррелируются с распределением эпицентров землетрясений (рис.1,2). Если при этом учесть результаты теоретических и модельных исследований распространения упругих волн через трещиноватые среды, находящиеся под действием ориентированных напряжений [4,20 и др.], то установленные волновые аномалии логичнее всего связать с явлением экстенсивно-дилатационной анизотропии (ЭДА) в верхней части земной коры, возникающей за счет ориентированного открытия трещин под действием региональных сжимающих напряжений субширотного направления. Вот почему выдвинутая С.Кремпином и другими [15] гипотеза экстенсивно-дилатационной анизотропии (ЭДА) представляется в настоящее время наиболее вероятным объяснением наблюдаемых аномалий сейсмической анизотропии на Урале.

По гипотезе ЭДА возникновение и разрастание большого количества мелких трещин могут происходить в регионах, где напряжение по величине на один-два порядка меньше, чем необходимо для возникновения разломов. Направление трещин должно совпадать с направлением максимального напряжения сжатия. В результате порода, в которой разовьются трещины, станет анизотропной по отношению к сейсмическим волнам. Продольные волны, в отличие от поперечных, обычно менее чувствительны к подобной анизотропии. Это явление можно

обнаружить и оценить прежде всего с помощью расщепления поперечных волн [17].

При преобладании в земной коре горизонтального напряжения наиболее вероятно распространение вертикальных трещин, параллельных направлению максимального сжатия и вкрест максимального растяжения [19,22]. Поляризация поперечных волн, распространяющихся через такую систему трещин, в свою очередь, будет параллельна плоскости трещиноватости, что дает возможность определить направление главного напряжения.

В такую модель возникновения упругой анизотропии в земной коре Урала наилучшим образом укладываются полученные к настоящему времени сейсмические данные и представления о распределении тектонических напряжений (рис.1). В частности, все приводимые азимутальные аномалии волновых полей могут быть объяснены субвертикальной ориентированной трещиноватостью с преобладающей ориентировкой трещин вдоль направления максимальных сжимающих тектонических напряжений в зоне динамического влияния Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Так, на широте Челябинска ориентировка вектора максимальных значений упругих скоростей и направлений смещений в первых фазах S-волн соответствует северо-западному - юго-восточному направлению с азимутом примерно $115-125^\circ$. Согласно гипотезе ЭДА, такая ориентировка возникает под действием сжимающего напряжения, действующего в направлении $115-125^\circ$ северо-запад - юго-восток. В районе Нижнего Тагила и Кушвы ориентировка соответствующих аномалий волнового поля меняется (юго-запад - северо-восток $40-70^\circ$), но эти изменения по гипотезе ЭДА как раз согласуются с независимыми измерениями напряжений в горных выработках и результатами теоретического моделирования влияния Уфимского выступа ВЕП на складчатые сооружения Урала [1 и др.]. Установлено, что на всем протяжении от Магнитогорска до Кушвы вдоль осевой структуры Урала поперечные волны, горизонтально поляризованные в субширотном направлении (qSH), распространяются с большей скоростью, чем S-волны, поляризованные в меридиональном направлении (qSV) (рис.2), следовательно в верхней час-

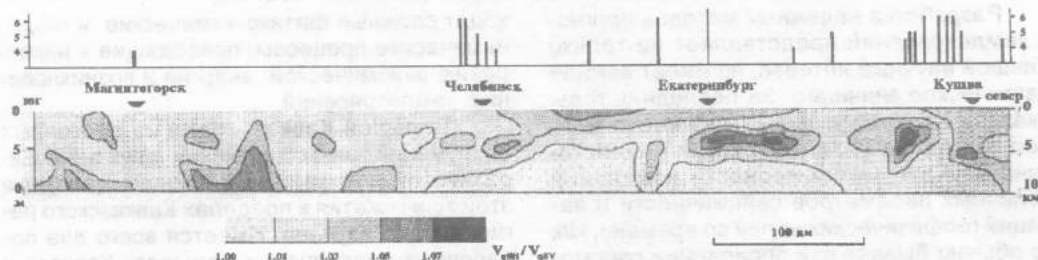


Рис. 2. Разрез отношения скоростей V_{qSH}/V_{qSV} вдоль осевой структуры Урала. (На графике над разрезом приведены проекции на линию профиля землетрясений, расположенных в полосе ± 100 км от линии наблюдения, и указана их балльность)

ти земной коры Урала преобладают горизонтальные субширотно ориентированные сжимающие напряжения.

Таким образом, аномалии сейсмической анизотропии земной коры Среднего и Южного Урала согласуются с распределением тектонических напряжений в Уральском регионе. Это, в свою очередь, означает, что сейсмическое волновое поле может быть использовано как индикатор трещинной анизотропии в жесткой консолидированной коре, которая, согласно гипотезе ЭДА, связана с действием ориентированных горизонтальных напряжений. Поэтому принципиально возможно применение сейсмического метода на Урале не только при решении структурных задач, но и для оценки динамического состояния среды и определения направлений действующих тектонических напряжений.

Литература

1. Алейников А.Л. Исследование состава и динамических условий формирования земной коры Среднего Урала на основе геофизических моделей: Дис. на соиск. ученой степени д-ра геолого-минерал. наук. - Свердловск: СГИ, 1989.
2. Ананьев И.В. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь: (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года). - М.: Наука, 1977. - С. 465-470.
3. Бугаевский А.Г. Природа азимутальной сейсмической анизотропии. - М.: ИФЗ, 1988. - 138 с.
4. Виноградов С.Д., Соловьева М.С. Влияние трещиноватости и напряжений в среде на параметры распространяющихся упругих волн // Физика Земли. - 1989. - №4. - С. 42-56.
5. Глубинное строение Урала по геофизическим данным // Глубинное строение СССР / Ред. В.В. Белоусов. - М.: Наука, 1991. - 224 с.
6. Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // ДАН СССР. - 1990. - 315. - №5. - С. 1086-1090.
7. Дружинин В.С., Карманов А.Б., Кашубин С.Н. Площадные системы наблюдений методом преломленных волн для определения объемной скоростной модели // Геология и геофизика. - 1990. - №4. - С. 106-112.

8. Использование результатов многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры Урала / В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, В.И. Вальчак и др. // Геология и геофизика. - 1985. - №1. - С. 91-98.

9. Кашубин С.Н. Экспериментальные данные о сейсмической анизотропии земной коры Урала и ее возможная связь с ориентированной трещиноватостью и напряженным состоянием среды // Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии (сборник докладов Всесоюзной конференции, февраль-март 1990 г., Москва). - М.: ГИН АН СССР, 1991. - С. 29-37.

10. Неотектоника Урала и ее соотношения с геофизическими аномалиями / В.П. Трифонов, Н.П. Влох, А.Л. Алейников и др. // Геотектоника. - 1989. - №6. - С. 100-103.

11. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории / Б.Г. Семенов, Е.М. Ананьева, Н.Я. Екидина и др. // Геотектоника. - 1983. - №4. - С. 37-47.

12. Сейсмологический бюллетень (ежегодный). - Обнинск: ОМЭ ИФЗ РАН, 1988-1995 гг.

13. Сейсмологический каталог (1955-1988 гг.), Обнинск, ОМЭ ИФЗ РАН, СССР, 1989.

14. Соловьев В.Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. - 1992. - №5. - С. 3-20.

15. Crampin S. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy // Nature. - 1987. - №328. - P. 491-496.

16. Crampin S., Chesnokov E.M., Hipkin R.A. Seismic anisotropy - the state of the art // First break. - 1984. - №3. - P. 9-18.

17. Crampin S. and Lovell J.H. A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what should we do next? // Geophys. J. Int. - 1991. - №107. - P. 387-407.

18. Engelhard L. Stress-induced anisotropy in elastic media // Geophys. Trans. - 1988. - №34. - P. 59-81.

19. Gough D.I. and Gough W.I. Stress near the surface of the Earth, Ann // Rev. Earth Planet. - 1987. - №15. - P. 545-566.

20. Leary P.C., Crampin S., and McEvilly T.V. Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: an overview // J. Geophys. Res. - 1990. - №95. - P. 11,105-11,114.

21. Ryzhiy B.P., Druzhinin V.S., Yunusov F.F. and Ananyin I.V. Deep structure of the Urals region and its seismicity // Physics of the Earth and Planetary Interiors. - 1992. - №75. - P. 185-191.

22. Zoback M., Zoback M.D., Adams J., Assumpcao M., Bell S., Bergman E.A., Brereton N.R. Global patterns of tectonic stress // Nature. - 1989. - №341. - P. 291-298.

УДК 550.343.6(470.6)

© Коллектив авторов, 1996

Изучение глубинного строения Большого Кавказа геофизическими методами

В.К. Андреев, Е.А. Трофименко, А.Г. Шемпелев, И.С. Фельдман
(ГП ЦГСЭ, Ессентуки, Центр ЭМИ, Москва)

Разработка надежных методов прогноза землетрясений представляет не только большой научный интерес, но имеет важное практическое значение. За последние годы доказано, что для успешного долгосрочного прогноза сильных землетрясений недостаточно изучать закономерности изменения различных параметров сейсмичности и вариаций геофизических полей во времени, как это обычно бывает при проведении сейсмологических исследований. Необходимо иметь представление о глубинном строении земной коры и верхней мантии, где проис-

ходят сложные физико-химические и геодинамические процессы, приводящие к накоплению сейсмической энергии и возникновению землетрясений.

Большой Кавказ - одно из орогенных сооружений зоны сопряжения двух плит: Евразийской и Аравийской. Однако динамика этой зоны сжатия в пределах Кавказского региона мало изучена. Имеется всего два поперечных пересечения Большого Кавказа и то только точечными глубинными сейсмическими зондированиями. Это профили Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань, вы-

полненные еще в начале 60-х годов. Их данные многократно пересматривались различными исследователями, в том числе с середины 70-х годов, в комплексе с материалами гравимангнитных съемок в рамках концепции тектоники плит. В 60-е годы в Краснодарском крае выполняются сейсмические работы с аппаратурой "Земля".

Возобновились глубинные исследования с середины 80-х годов по сети профилей в Приэльбруско-Минераловодском районе, двум профилям по долинам рек Теберда и Баксан и по линии Даттых-Бурунная. Использовались автономные сейсмические станции "Черепаша".

Позже обрабатывается профиль Краснодар-Эмба (или Новороссийск-Гурьев), пересекающий Западно-Кубанский краевой прогиб и Ставропольский свод. В это же время начато выполнение работ по транскавказскому пересечению Ереван-Тбилиси-Элиста. Материалы по армянскому участку профиля через район Спитакского землетрясения неоднократно публиковались в печати и достаточно известны. На грузинской территории работы, к сожалению, не завершены. Результаты их на отрезке профиля от Владикавказа до Левокумского, то есть через Терско-Каспийский прогиб, приведены в этой статье.

От Махачкалы до перевала Мачхалпро (севернее г.Белоканы) проведены комплексные геофизические исследования, включающие гравимангнитную съемку, МТЗ и ЗС. Сейсмологические работы проводились в районе Махачкалы и ограничены территорией Известнякового Дагестана.

Мощность земной коры вдоль линии профиля Махачкала-Белоканы (рис.1) относительно плавно увеличивается с 45 км в его начале до 57-58 км в районе пос.Тлярата, затем постепенно со ступенеобразным увеличением на 3-5 км в пределах зоны Ахвай-Хадумского разлома уменьшается до 40 км на северном окончании профиля.

"Базальтовый" слой имеет мощность 10-72 км на всем профиле к северу от Ахтычайского разлома. Далее к югу мощность "базальтового" слоя резко увеличивается до 25-30 км. Слой как бы "задран" вверх, что может быть объяснено лишь его расклиниванием и удвоением мощности за счет воздействия кристаллического основания Закавказской плиты.

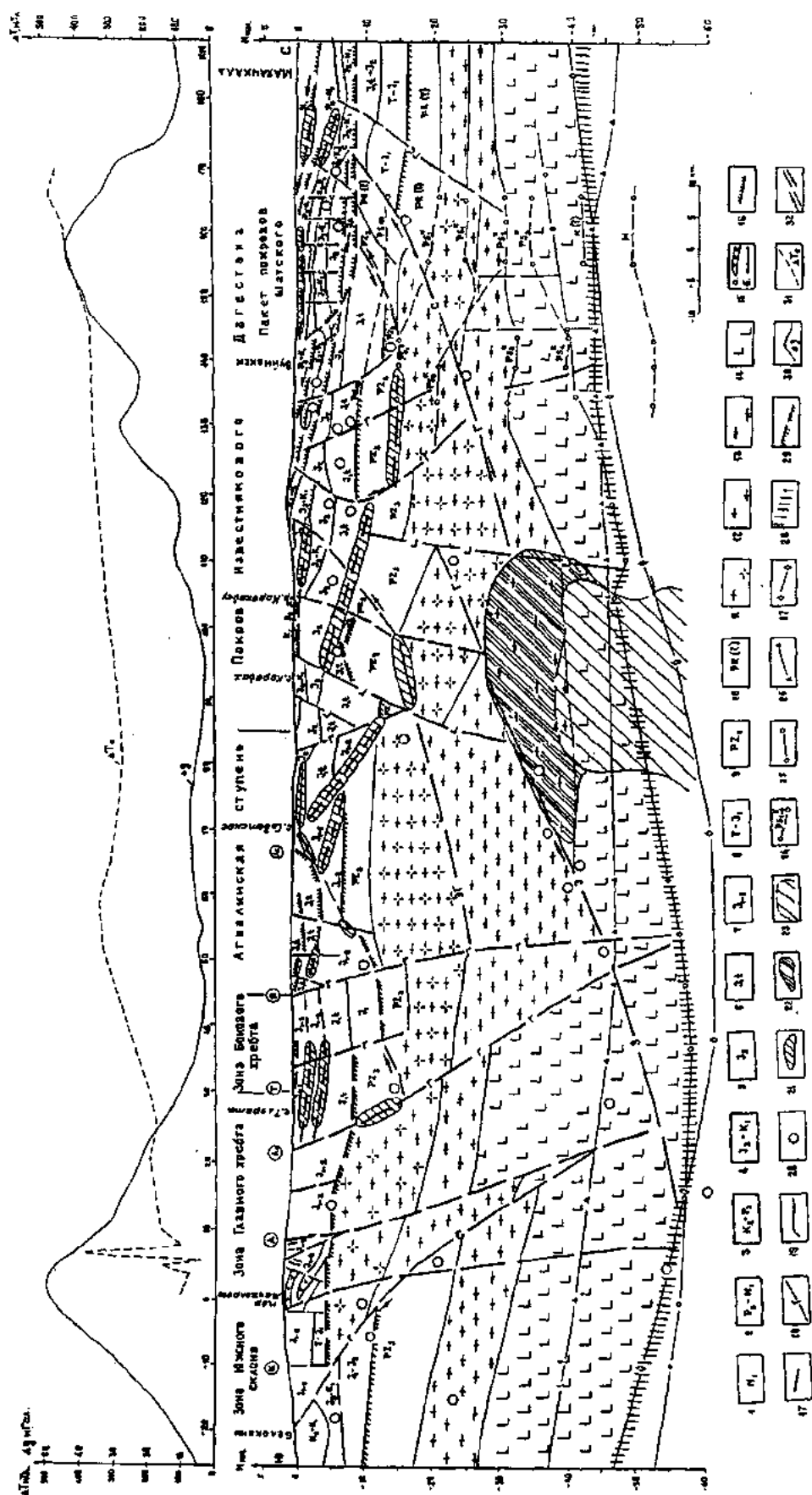
Мощность "гранитного" слоя колеблется от 8-10 км в пределах северного и южного окончаний профиля до 30-35 км в центральной части. Поверхность "гранитного" слоя имеет наивысшую отметку под Главным кавказским хребтом (-4км) и ступенчато погружается до -20 км в районе Ахвай-Хадумского глубинного разлома. Северо-восточнее Ахвай-Хадумского разлома поверхность "гранитного" слоя испытывает ступенчатое повышение до -15 км, а на северном окончании профиля устанавливается на отметке

20км. Состав "гранитного" слоя неоднороден: в нем выделяются три разновидности образований с плотностью $2.75 \cdot 10^3$; $2.80 \cdot 10^3$; $2.85 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и различными скоростными характеристиками. По характеру распределения в разрезе этих неоднородностей можно выделить в "гранитном" слое и проследить вплоть до разреза мезозойских отложений глубинный надвиг, который пространственно совпадает с Северным фронтальным надвигом, выделяемым многими геологами. Правильней, вероятно, рассматривать этот надвиг не в виде одной плоскости, а в целой области в форме клина с мощностью во фронтальной части до 6-8 км. По основанию этого клина происходит погружение кристаллического основания Скифской плиты в южном направлении и дальнейшее его пододвигание под Закавказскую плиту.

Если согласиться с существованием к северу от Ахтычайского разлома Восточно-Кавказской микроплиты, то динамическая картина взаимодействия Скифской и Закавказской литосферных плит может быть представлена довольно просто. Восточно-Кавказская микроплита под воздействием разнонаправленных горизонтальных сил находится в состоянии неустойчивого равновесия и при этом как бы остается на одном месте. Кристаллическое основание Скифской плиты полого погружается под Восточно-Кавказскую микроплиту и в районе Ахтычайского разлома (может быть несколько севернее) взаимодействует с кристаллическим основанием Закавказской плиты; кристаллическое основание Закавказской плиты с частью отложенных мезозойского чехла, сталкиваясь с Восточно-Кавказской микроплитой, вклинивается между ее основанием и погружающейся поверхностью Скифской плиты, обуславливая пододвигание последней под Закавказскую и приподнимая образования Восточно-Кавказской микроплиты вместе с лежащим на ней мезозойском чехлом (собственно горообразовательный процесс).

Поскольку приложение горизонтальных сил в процессе коллизии двух плит во времени было неравномерным, образования Восточно-Кавказской микроплиты испытывали локальные перемещения то в северном, то в южном направлениях. Поэтому в крайних частях микроплиты (и лежащего на ней мезозойского чехла) образовались сложно построенные структурные сооружения. Амплитуда этих разнонаправленных горизонтальных перемещений не превышает 40-50 км (удвоение мощности палеозойских образований и части "гранитного" слоя между с.Карадах и г.Буйнакск).

К сожалению, детально расчленить разрез в южной части не удалось по двум причинам: здесь слабая плотностная дифференциация нижнесреднеюрских отложений и в этой части не проводились работы МТЗ. Несомненно одно: малым-зооценовый флишевый комплекс пододвинут под нижне-



юрские образования южного склона и даже, частично, под образования "гранитного" слоя.

Пологопадающие проводящие зоны по данным МТЗ фиксируются в районе Агвалинской ступени и под Известняковым Дагестаном, это дает основание предположить, что покров Известнякового Дагестана, по всей видимости, надвинут с севера на отложения нижней-средней юры. Начало Агвалинской наклонной ступени в чистом виде может быть зафиксировано в пределах плоскости разреза лишь в районе Ассаблярского разлома. Именно с этой точки преобладающее положение стратиграфических границ имеет северное падение. Одновременно в чехле происходит смена направлений падения субгоризонтальных или слабонаклонных тектонических нарушений с южного на северное, а падение глубинных разломов - с северного на южное. В 20-25 км северо-восточнее Ассаблярского разлома наблюдается максимальное увеличение мощности разреза мезозойского чехла (до 12 км), после чего она резко уменьшается до 7 км. Положение этой ступени на поверхности фиксируется началом покрова Известнякового Дагестана. Отложения Агвалинской наклонной ступени "ныряют" под отложения покрова Известнякового Дагестана и прослеживаются на всей северной части разреза.

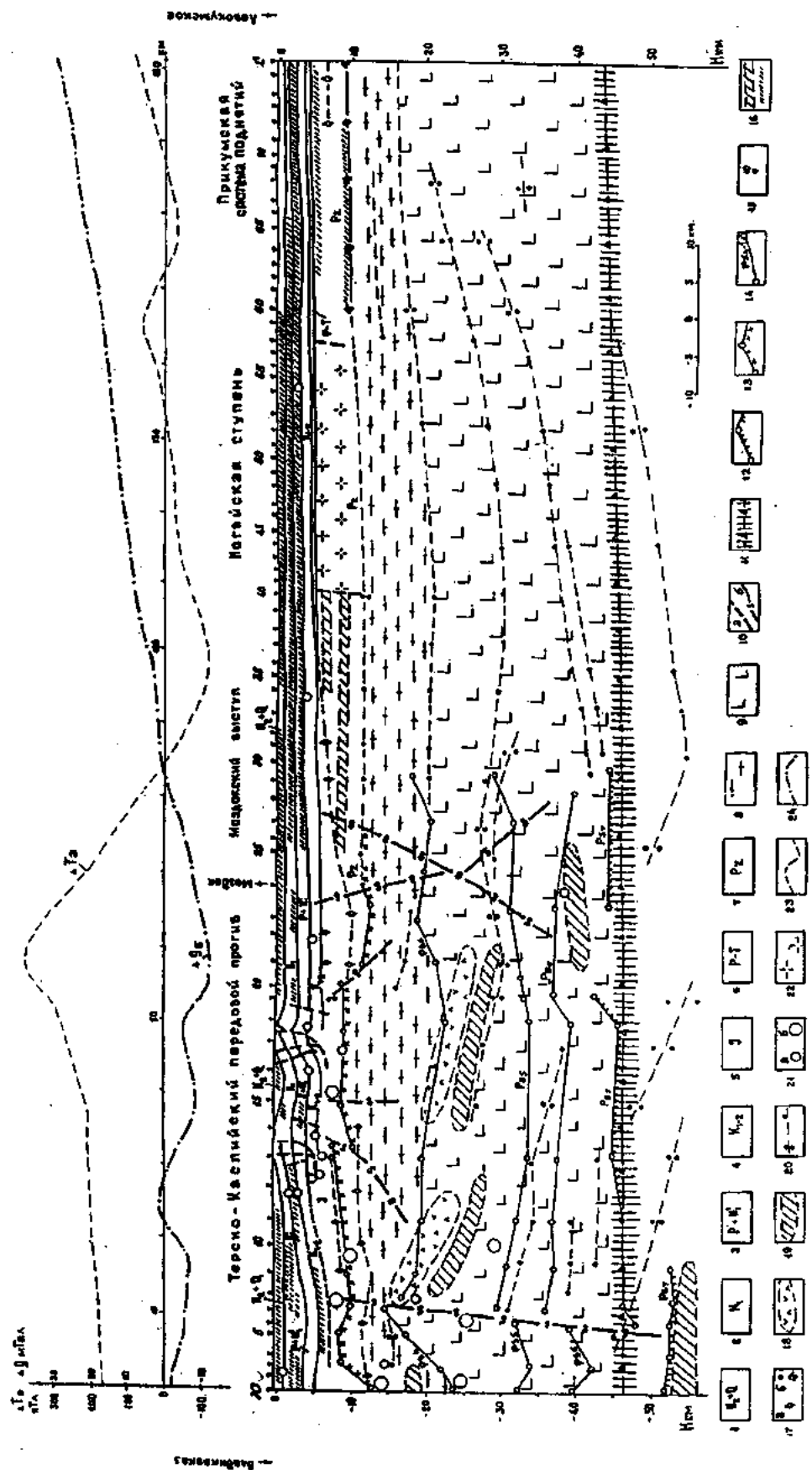
В пределах зоны Ахвай-Хадумского глубинного разлома мощность карбонатной толщи верхнеюрско-меловых отложений уменьшается с 2-3 км до 1 км. Здесь же фиксируется фронтальная часть надвига нижнемеловых отложений на отложения верхнего мела. В Буйнакской впадине резко увеличивается мощность кайнозойских отложений за счет общего погружения и удвоения в разрезе отложений майкопской серии. Общая мощность мезо-кайнозойского чехла в ее пределах составляет 12 км.

К северу от Буйнакской впадины располагается сложно построенное сооружение сочленения Терско-Каспийского прогиба с Известняковым Дагестаном. Здесь под воздействием глубинного северного фронтального надвига разрез платформенных обра-

зований Скифской плиты делится на две части. Консолидированный фундамент (возможно с частью образований PR-PZ) погружается под Восточно-Кавказскую микроплиту, отложения рыхлого чехла мезо-кайнозойских отложений надвигаются на последнюю, образуя собственно покров Известнякового Дагестана. По геофизическим данным в основании сооружения нижнеюрские отложения перекрывают разновозрастные образования от протерозоя до средней юры включительно, что подтверждает существование тектонического контакта. Выше лежащие мезо-кайнозойские отложения образуют серию покровов с приподнятой центральной частью (Наратюбинское поднятие), разбитую субвертикальными тектоническими нарушениями. Субвертикальная тектоника и поднятие Наратюбинского хребта связывается нами с воздействием вертикальной составляющей глубинного надвига, выделенного в кристаллическом фундаменте.

На северо-кавказской части профиля Ереван-Тбилиси-Элиста (рис.2) комплексные геофизические работы (МТЗ, ЗС, МОБЗ) выполнены в 1991-1993 гг. в интервале Владикавказ-Левокумское. Исследования землетрясений методом обменных волн проведены центром "Геон" (И.Н.Кадури и др.) на отрезке Владикавказ-Моздок. На сводном разрезе приведена без каких-либо изменений авторская рисовка всех элементов (границы обмена, зоны тектонических нарушений и т.д.), за исключением двух обменных границ PS_1 и PS_2 , связанных с подошвой плиоцена и кровлей верхнего мела, которые с большей детальностью и достоверностью известны по данным сейсморазведки МОГТ и бурения. Не останавливаясь детально на вопросах обработки и интерпретации материалов МТЗ, укажем только, что были использованы современные программные комплексы, реализующие оригинальные идеи и методики. Структура магнитотеллурического поля сложная, обусловленная взаимодействием в пространственно-частотной области локальных аномалий и региональных особенностей, характерных для профиля в целом. К послед-

Рис. 1. Осадочные отложения мезо-кайнозойского чехла (1-8): 1 - отложения миоцена неразделенные, 2 - майкопская серия, 3 - верхний мел - плиоцен: глины, песчаники, алевролиты, 4 - карбонатно-терригенная толща верхней юры-нижнего мела, 5 - терригенная толща средней юры, 6 - терригенная толща нижней юры, 7 - сланцевая толща нижней-средней юры, 8 - отложения триаса нижней-юры; 9 - верхнепалеозойские (?) образования; 10 - протерозойский (?) метаморфический комплекс; 11-13 - условный "гранитный" слой, разделенный по плотности и скоростным параметрам; 14 - условный "базальтовый" слой; 15 - интрузивные образования: а - силлы габбро-диабазов, диабазов, б - дайки диабазов, диабазовых порфиров; 16 - надвиги, взбросо-надвиги; 17 - разломы, выделенные по геологическим данным: А - Ахтычайский, К - Кехнамедаанский, Т - Тляртинский, Я - Ялакский, Ас - Ассаблярский; 18 - разломы, выделенные по геофизическим данным: а - гравитационный, з - электроразведкой, с - сейсморазведкой и сейсмологией; 19 - границы между разновозрастными образованиями; 20 - проекции гипоцентров землетрясений на плоскость разреза; 21-23 - зоны пониженных сопротивлений по МТЗ: 21 - ассоциируемые с разрывами, 22-23 - ассоциируемые с положением предполагаемого современного магматического очага; 24 - положение границ раздела сред в фундаменте по данным сейсмологии; 25-27 - положение границы Мохо по различным расчетам: 25 - $H_m = F(\Delta h)$, 26 - $H_m = F(\Delta g)$, 27 - $H_m = F(\Delta g_{\text{св}} - \Delta g_{\text{осн}})$; 28 - положение границы Мохо, принятое при интерпретации; 29 - поверхность доюрского фундамента; 30 - кривая аномалий силы тяжести (условный уровень); 31 - кривая магнитного поля ΔT ; 32 - направления современных движений



ним относятся: переменная мощность осадочного чехла высокой проводимости, что выражается в квазистатическом сдвиге кривых МТЗ под действием "эффекта-S"; ослаблении поперечной компоненты под влиянием такой крупной, относительно высокоомной неоднородности, какой является горное сооружение Кавказа, - "краевой эффект", выражающийся в "завале" поперечных кривых по отношению к продольным. Частотные зависимости азимутов диаграмм основных импедансов указывают на переход от северо-западной поляризации поля (310°) в южной части профиля к субширотной (280°) - в центральной и северной. В этом же направлении происходит переход от среды близкой к "трехмерной" к более выраженному "двумерному" характеру. Эти особенности поляризации магнитотеллурического поля определяются тектоническим строением региона. Относительно простые плавные структурные формы Осетинской впадины сменяются резко выраженными, узкими антиклинальными поднятиями Сунженской и Терской зон, осложненных разрывами субширотной и, в меньшей степени, диагональной ориентировки. Далее на север структурный план упрощается с сохранением преимущественно субширотного простирания крупных структур и зон тектонических нарушений.

По данным МТЗ структура осадочного чехла достаточно детально отражается в поведении геоэлектрических горизонтов повышенной проводимости, связанных с существенно глинистой частью разреза до кровли верхнего мела. Они прослеживаются, в той или иной степени, практически по всему профилю. Отмечается значительное возрастание проводимости отложений Р-Н; в Терско-Сунженской зоне. В более глубоких горизонтах (К, J, Р-Т) проводящие зоны выражены менее четко и имеют спорадический характер распространения. Суммарная проводимость осадочного чехла изменяется от 1500 См на севере профиля (южный борт Прикумской системы поднятий) до 5000-6000 См в южной части. Наибольший вклад в величину S вносит толща майкопских отложений, для которой по данным каротажа характерны сопротивления 1-2, а иногда и менее 1 Ом.м.

Мощность земной коры по результатам МОВЗ и определенная по зависимости $H-f_{\Delta g_{\text{пер}}}$ ($\Delta g_{\text{пер}}$ получена путем пересчета кривой Δg на высоту 15 км) оценивается величиной 43-47 км, с максимальными значениями в пределах Терско-Каспийского прогиба.

Граница PS, отождествляемая с подошвой "гранитного слоя", прослеживается на глубинах в среднем 20 км. Поверхность фундамента Терско-Каспийского прогиба располагается на абсолютных отметках -3- -12 км, что согласуется с данными МТЗ, которыми установлены низкие сопротивления верхней части разреза (10-15 Ом.м) до тех же глубин, не свойственные кристаллическим образованиям. В северном направлении мощность осадочного чехла, включающая "переходный" пермско-триасовый комплекс, уменьшается до величин 5-4,5 км. Структура поверхности фундамента в южной части профиля сложная, блоковая (с поперечными размерами в первые десятки километров). Он разбит разломами различных глубин заложения, иногда проникающими в мезо-кайнозойский этаж. Палеозойские отложения Прикумской системы поднятий и Моздокского выступа характеризуются слоистым геоэлектрическим разрезом, подчеркивающим их первично-осадочное происхождение. В то же время фундамент Ногайской ступени в магнитотеллурическом поле проявляется как однородный в геоэлектрическом отношении блок, сложенный кристаллическими породами (граниты?).

В настоящее время господствуют две точки зрения на механизм формирования Терско-Сунженской зоны. По одной из них определяющими являлись вертикальные движения локальных блоков фундамента по системам разломов, по другой - зона образовалась в результате действия горизонтальных напряжений в совокупности с другими факторами (наличие в разрезе осадочной толщи мощных пластичных пород - глин майкопа и эвапоритов верхней юры, существование в фундаменте зон разломов глубокого заложения, которые служили проводниками тепла и флюидов). По нашему мнению, полученные новые данные скорее подтверждают второй механизм.

В консолидированной коре Терско-Каспийского прогиба по результатам МТЗ выделены проводящие зоны (коровые проводники). По данным Г.В. Краснопецевой в пределах этого прогиба в зонах с повышенной электропроводностью земной коры наблюдается и повышенный тепловой поток.

В южной части профиля на глубинах более 50 км выделяется еще одна область низких сопротивлений, порядка 1 Ом.м. Такие сопротивления на больших глубинах, по мнению большинства исследователей, ско-

Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю Владикавказ-Левуюкумское. 1 - плиоцен+четвертичные отложения; 2 - миоцен; 3 - майкоп+палеоцен-эоцен; 4 - мел; 5 - юра; 6 - пермо-триас; 7 - палеозой; 8 - условный "гранитный" слой; 9 - условный "базальтовый" слой; 10 - тектонические нарушения по геолого-геофизическим данным (а), в том числе по данным МОВЗ(б); 11 - граница Мохо по ρ ; 12 - граница Мохо по МОВЗ; 13 - поверхность фундамента по МОВЗ; 14 - границы обмена по МОВЗ; 15 - точки МТЗ и их номера; 16 - относительно проводящие горизонты; 17 - геоэлектрические границы: кровля высокоомного горизонта (а), граница горизонтов разных сопротивлений (б); 18 - области высоких сопротивлений; 19 - зоны высокой проводимости (коровые проводники); 20 - уровни изменения геоэлектрических характеристик разреза (определены, как правило, по максимальным значениям кривых $\rho_{\text{ср}} - \Delta F$); 21 - эпицентры землетрясений; 22 - граниты предполагаемые по данным МТЗ; 23 - график ΔT ; 24 - график Δg (уровень условный)

рее всего отражают участки (области) частичного плавления с хорошо развитой сквозной пленочной структурой жидкой фазы. Видимо, наличием этой области объясняется появление здесь двух обменных границ PS₁, соответствующих границе Мохо. Вероятно, этот проводник продолжается под горное сооружение Большого Кавказа, так как при интерпретации глубинных МТЗ пришлось учитывать индукционное влияние при условии продолжения его далеко к югу.

Терско-Каспийский прогиб относится к структурам с относительно высокой сейсмичностью. В полосе шириной 40 км вдоль профиля за период с 1961 по 1994 г. зарегистрировано 132 землетрясения 7-12,5 энергетических классов. На сводный разрез вынесены все землетрясения, по которым в каталоге приведены данные о глубине гипоцентров. Видно, что большинство событий являются малоглубинными, характерными для Кавказа. Относительно глубокими (15-30 км) являются землетрясения, тяготеющие к осе-

вой части прогиба и зонам разломов глубокого заложения.

Сейсмическая активность в районе профиля Махачкала-Белоканы связывается нами с сейсмогенной зоной, образованной поверхностью погружения образований Скифской плиты, узлами пересечения глубинных разломов субмеридионального и северо-восточного направлений вблизи границы чехол-фундамент, субгоризонтальными тектоническими нарушениями в чехле мезокайнозойских отложений. При этом очаги землетрясений, происходящие в осадочном чехле, частично располагаются на продолжении тектонических зон в фундаменте.

В настоящее время работы по глубинному изучению Кавказа продолжаются. Отрабатывается, в том числе сейсмологическими и электромагнитными методами, Туапсинский профиль (Ново-Михайловское-Армавир-Горькая Балка), готовятся программа и проект работ по Краснополянскому геотраверсу.

УДК 550.83:551.24 (4701/6)

© Коллектив авторов, 1996

**Комплексные геофизические исследования
Сасовского феномена 1991 - 1993 гг.
в центральной части Восточно-Европейской платформы
В.Н.Волков, Ю.П.Сковородкин, Е.В.Барковский,
Т.В.Гусева, Л.А.Латынина, В.П.Рудаков (ОИФЗ РАН)**

В районе г.Сасово 12 апреля 1991г. в пойме реки Цны произошел мощный взрыв с образованием воронки (№1) выброса грунта диаметром 36 м и глубиной до 3,5 м, в районе с координатами $\varphi = 54^{\circ} 19' 50''$ северной широты, $\lambda = 41^{\circ} 55' 44''$ восточной долготы и на высоте поверхности земли около 90 м над уровнем моря. Общая масса выброшенного грунта на расстояние 100 - 150 м оценивается величиной около 2000 тонн. Кроме этого, при обследовании вблизи основной воронки, а также в селах Алешино (в 7 км) и Устье (в 11 км) обнаружены более мелкие выбросы и провалы.

В конце июня 1992 г. произошел повторный выброс в 4-х км на северо-запад от г. Сасово, в 2-х км на запад от поселка Фроловское, в 8,7 км на северо-запад от места первого выброса в пункте с координатами $\varphi = 54^{\circ} 23' 05''$, $\lambda = 41^{\circ} 49' 57''$ при высоте поверхности земли около 132 м над уровнем моря.

По результатам опроса жителей и обследования местности установлено, что явление 12.04.1991 предвараюсь гулом, дрожанием, свечением. В городе и окрестных поселках были значительно повреждены здания, коммуникационные системы, средства связи.

Выяснением причин возникновения этого явления занимались специалисты разного профиля, были проведены разноплановые исследования и экспертизы. Составлены соответствующие акты и отчеты. Рассмотрены различные версии: взрыв селитры в эпицентре, взрыв бомбы, падение метеорита, тектоническое землетрясение, карстовые явления. Ни одна из этих версий фактическими данными не подтверждена однозначно. Учитывая все эти версии, при дальнейшей проверке основное внимание было сосредоточено на последних трех. Это объясняется следующим: если причины события, связанные с искусственным вмешательством, могут быть учтены и контролироваться, то природные явления могут возникать и развиваться в пространстве и времени. Необходимо было проверить эти версии с последующим геофизическим контролем среды, обязательным в первую очередь при планировании, строительстве и эксплуатации инженерных сооружений. Поэтому в 1991-1993 гг. Институтом физики Земли РАН в районе г.Сасово проведен комплекс работ, включавший обследование места выброса, сбор информации от очевидцев, инструментальные наблюдения:

- регистрация наклонов и деформаций земной поверхности и гравиметрические измерения в зоне выбросов;
- непрерывная регистрация сейсмических колебаний в районе выброса;
- микромагнитная и микрогравиметрическая высокоточные съемки и наблюдения атмосферного электрического поля вблизи выбросов;

- закладка исходной сети геодезического и гравиметрического мониторинга в зоне выбросов с учетом последующего ее развития;
- структурные исследования радоновым методом. На схеме (рис.1) обозначено местоположение воронки №1(Сасово), воронки №2 (Фроловское) и геофизической наблюдательной сети.

Район исследований располагался в центральной части Русской платформы и приурочен к тектонически активной зоне контакта Рязано-Саратовского прогиба, Пачелмского авлакогена и Окско-Цнинского вала [1]. Развитие этого региона на раннеплатформенной стадии формирования Русской плиты связано с развитием Пачелмского авлакогена, заложившегося в рифейское время и протянувшегося на 700 км между Воронежской антеклизой и юго-западной частью Волго-Уральской антеклизы. Ширина его 60-100 км, а глубина погружения 3- 5 км. Морфологически авкалоген представляет собой сложный грабен, выполненный рифейскими и нижневендскими отложениями общей мощностью до 2 - 3,5 км. Днище грабена разбито продольными и поперечными сбросами на мелкие блоки. К своим окончаниям грабен расширяется и расщепляется на несколько ветвей, разделенных горстообразными выступами фундамента. На северо-западе эти ветви расходятся на северо-запад и север и затухают, не доходя до Московского авлакогена. Сасовский авлакоген закладывался в позднерифейское время на простираннии среднерифейского грабена, наследуя направления его разломов.

В исторических источниках, начиная с XV века, есть упоминания о землетрясениях на Русской платформе. Обобщить эти сведения в конце XIX - начале XX веков пытались И.В.Мушкетов, А.Н.Орлов, П.П.Семенов и другие.

Территория Русской платформы, в том числе и район исследований, обычно считается спокойной в сейсмическом отношении. Большинство ощущаемых здесь землетрясений - это слабые отголоски сильных карпатских, кавказских или даже среднеазиатских землетрясений. Однако, начиная с конца прошлого века, некоторые исследователи стали связывать отдельные землетрясения на Русской платформе с тектоническими процессами развития региона, есть сведения и о карстовом происхождении отдельных из них [2]. Почти все очаги землетрясений расположены в земной коре, и магнитуда их не превышает 5 (рис.2).

Один из сейсмоактивных районов Русской платформы Саратовско-Рязанский авлакоген, в том числе и часть его - Пачелмский авлакоген. Здесь с начала прошлого века зарегистрировано несколько ощутимых землетрясений: в районе г.Саратова (1807г. - землетрясение интенсивностью 6 - 7 баллов, 1884 г. - большой оползень), южнее Рязани (1841 г. - землетрясение, сопровождавшееся пятью подземными ударами), г.Липецк (1896 г. - землетрясение с магнитудой $M=3,6$), г.Горький (1935 г. - тектоническое землетрясение). Наибольший интерес представляет Тамбовское землетрясение 30 декабря 1954 г. [2, 3].

Изучению сейсмичности Русской платформы инструментальными методами уделялось мало внимания. Но в конце 1992 г. в районе г. Сасово стали проводить инструментальные сейсмологические наблюдения, цель которых - изучение пространственно-временного распределения местных землетрясений с помощью высокочувствительных автономных сейсмических станций.

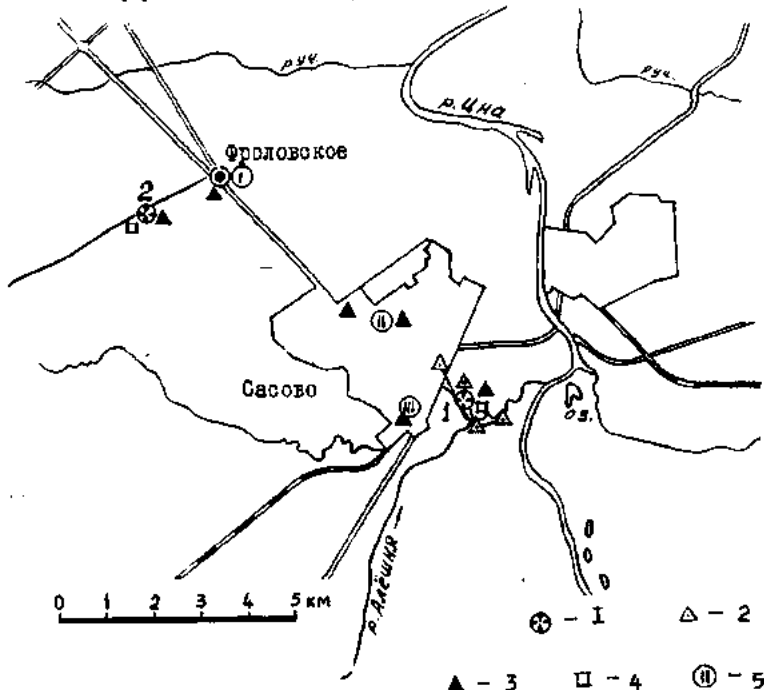


Рис.1. Схема наблюдательной сети. 1-воронка выброса, места магнитных, нивелирных и гравиметрических наблюдений. Пункты: 2- линейных, 3- гравиметрических, 4- магнитных измерений. 5- комплексы: II- сейсмостанция, демограф, радон; III- приливный наклономер, сейсмогравиметр, наклономер

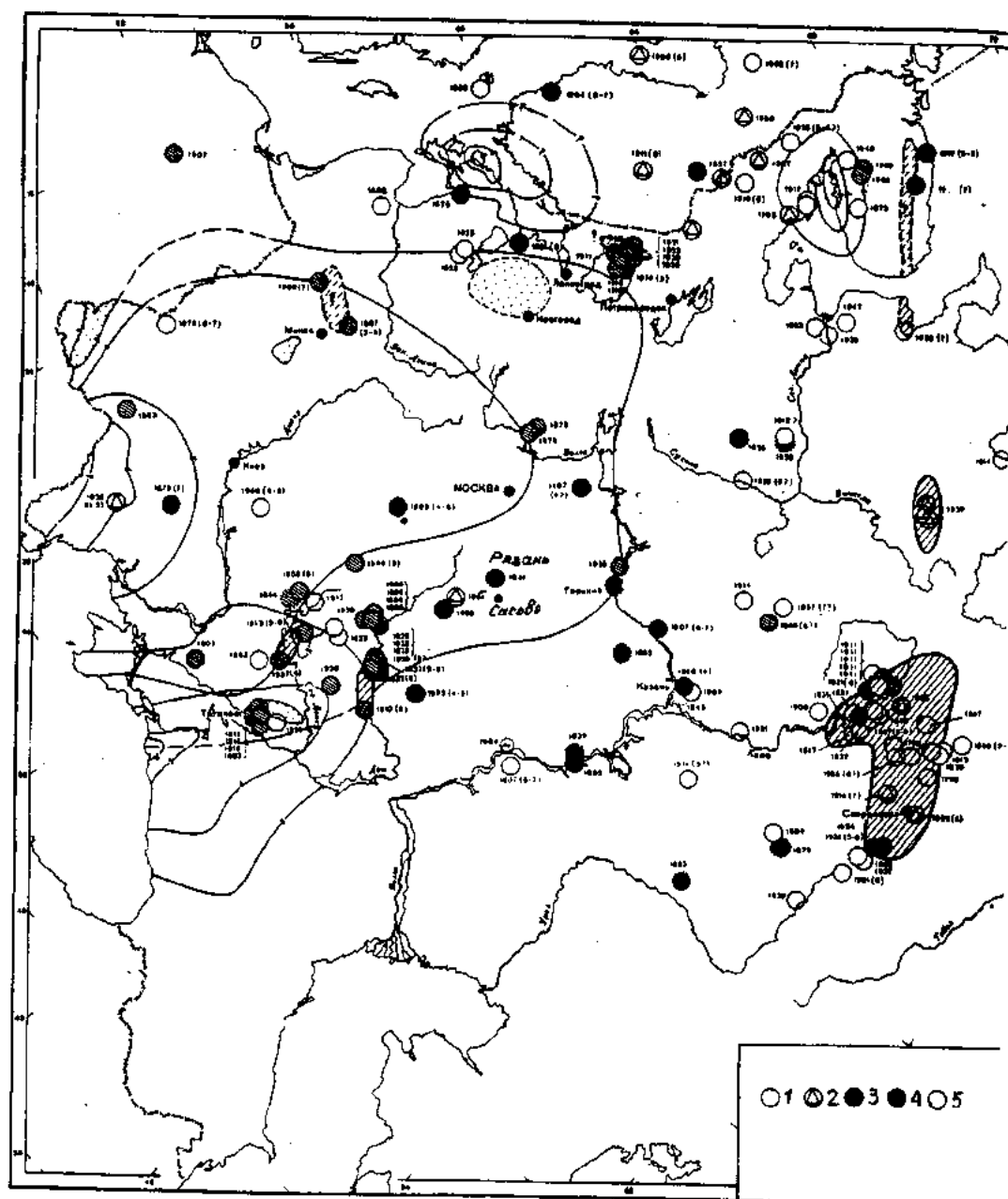


Рис.2. Карта изосейст и эпицентров землетрясений Русской равнины и Урала (Ананьин, 1988). Эпицентры землетрясений, определенные: 1- по макросейсмическим данным, 2- по инструментальным данным, 3- с ошибкой не более 25 км, 4- с ошибкой не более 50 км, 5- с ошибкой не более 50 км

За период с 27 ноября по 24 декабря 1992 г. в населенном пункте Фроловское сейсмической станцией зарегистрировано 12 событий, которые можно идентифицировать с записью землетрясений. Анализ обзорных лент и отдельных событий показал, что десять событий имеют, по-видимому, техногенное происхождение, два события - эндогенное. Характер записей этих двух событий - типичный для близких землетрясений. Эпицентр первого события, произошедшего 29. 11. 1992 г. в 22 часа 02 мин. находится в пятидесяти километрах на восток от Фроловского, а эпицентр второго, произошедшего 29. 11. 1992 г. в 22 часа 03 мин., располагается в трехстах километрах в том же направлении [4].

Выполненные исследования позволяют говорить об активности тектонических процессов в районе объекта в реальном масштабе времени.

На карте современных вертикальных движений земной коры видно, что район исследований в Сасово расположен в зоне относительного поднятия Русской платформы, где градиенты вертикальных тектонических движений достигают $(2 - 4) \times 10^{-6}$ в год.

Проведенные геодезические работы включали: создание сети комплексных пунктов геодезических, гравиметрических и магнитометрических наблюдений, в окрестностях воронок №1 и №2, площадную нивелирную съемку вокруг воронок №1 и №2, выполнение исходной эпохи светодальномерных измерений.

Нивелирование проводилось с помощью высокоточного прибора Н-05 и инварных реек с точностью 1 мм/км. В районе воронки №1 создана сеть линейных измерений и выполнены исходные измерения длин линий с точностью не хуже чем $2 \times 10^{-6} L_m$ (рис.1).

При достаточно ровной местности расположение воронки №1 приходится на небольшое аномальное поднятие (порядка трех дециметров) в рельефе (рис.3). Поднятие рельефа в данном месте существует уже достаточно давно, о чем свидетельствует изгиб дренажной канавы и старицы вблизи воронки. Кольцевидное поднятие рельефа порядка двух-трех дециметров характерно и для местоположения воронки №2.

Можно предполагать, что выявленные кольцеобразные поднятия в рельефе радиусом 70-100 м связаны со структурными неоднородностями в приповерхностных частях земной коры.

Прецизионная магнитная съемка на исследуемой площади носила предварительный характер, поскольку заранее было неизвестно, есть ли локальные аномалии, представляющие интерес для дальнейшего изучения. Маршрутная съемка выполнялась по ортогональным профилям, пересекающим центр воронок выброса.

Для учета вариаций электромагнитного поля Земли магнитосферного происхождения в качестве

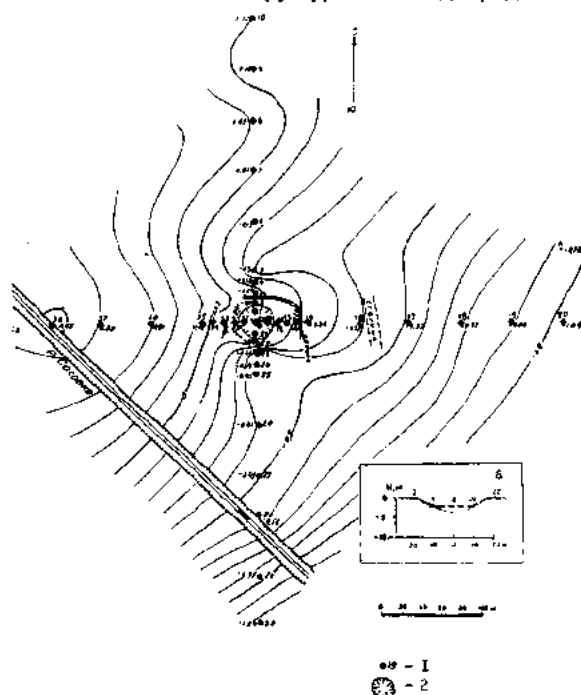
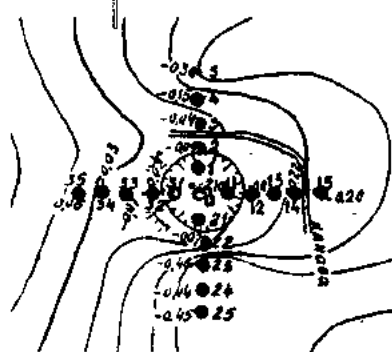


Рис.3. Схема наблюдательной сети в районе воронки №1 и рельеф местности. Изолинии проведены через 0,1 м. На экспликациях (а) - гипсометрический профиль воронки. 1 - пункт и его номер, возле пункта выписано превышение земной поверхности в м относительно п. 10. 2 - кромка воронки



Центральная часть схемы рис.3

базового пункта съемки принят пункт на обсерватории Москва-П, расположенный на расстоянии около 200 км от исследуемого района. Аппаратурой (магнитометрами М-203 и М-33) проведены измерения T_n с точностью 0,1 нТл при частоте измерений 1Гц. Точность съемки составила 1-3 нТл.

Значения аномального поля (T_a) вычислены как разности ΔT_n и ΔT . Графики T_a , полученные для каждого профиля, показали, что вблизи центра воронки значения T_a минимальны. По мере удаления от центра наблюдаются изменения с амплитудой ± 20 нТл (воронка №1) и ± 5 нТл (воронка №2). Эти изменения обнаруживаются на небольших расстояниях, до 100 м, то есть связаны они с приповерхностными неоднородностями осадочных пород.

Для уменьшения влияния приповерхностных эффектов значения T_a сглажены: вначале вычислены по равномерным интервалам (10 м) средние значения (T_s) и приписаны середине каждого интервала, затем проведено скользящее осреднение с шагом 1. Результаты осреднения для широтных и меридиональных профилей приведены на рис.4,5. Здесь же обозначены относительные высоты пунктов наблюдения. Амплитуда локальной аномалии вблизи центра воронки №1 достигает 50 нТл на расстоянии до 100 м от центра, вблизи центра воронки №2 - 10 нТл.

Из сопоставления поля T_a с высотой пункта наблюдения следует, что пониженные значения поля в центре воронки находятся в прямой корреляции с рельефом.

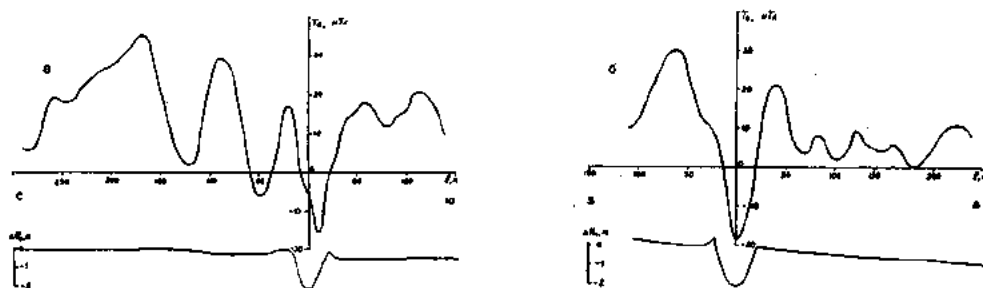


Рис.4. Воронка №1. Аномальное поле и относительная высота пунктов меридионального (а) и широтного (б) профилей

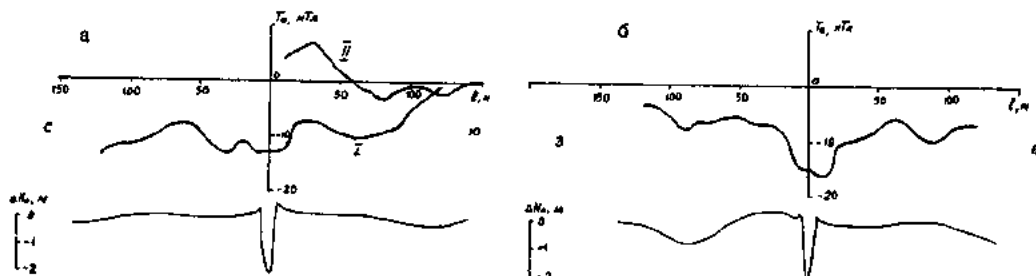


Рис.5. Воронка №2. Аномальное поле и относительная высота пунктов меридионального (а) и широтного (б) профилей

Гравиметрические измерения с 29 ноября по 4 декабря 1992 г. на Сасовском объекте выполняли для выявления локальных аномалий силы тяжести при помощи трех гравиметров ГАГ. По двум профилям, пересекающим каждую из воронок в меридиональном и широтном направлениях, проведены относительные измерения Δg . Редуцированные значения Δg показывают существенные изменения по направлению запад-восток, четко отражающие составляющую региональной аномалии Δg по данному направлению (рис.6). Это хорошо согласуется с гравиметрической картой масштаба 1: 500 000 региона в редукции Буге, на которой четко видно, что исследуемый район расположен в зоне значительной аномалии Δg субмеридионального простираения.

Непосредственно над воронками выброса выявлены вариации Δg , которые могут быть следствием недостаточного учета аномальных масс. Отметим, что разным подбором параметров не удастся полностью сгладить полученные изменения. Следовательно, можно предположить, что реально в зоне воронок имеются небольшие аномалии приращений силы тяжести с амплитудой до 0,1 мГал. Кроме того, в нескольких местах вдоль профиля обнаружены небольшие аномалии Δg , связанные с рельефом, что указывает на наличие в этих местах аномальных структур, очевидно, пониженной плотности типа карстовых образований [4].

В целом можно сделать вывод о наличии в районе воронок некоторой аномальности гравитационного поля, связанной как с региональными, так и с локальными особенностями геологического строения.

Наклономерные наблюдения в г. Сасово велись в 1991-1993 гг. в двух пунктах. Первый период наблюдений проводили в подвальном помещении узла связи на расстоянии 1 км от воронки выброса 1991 г. (пункт 1).

Наблюдения в 1992 г. проводили на пункте 2, расположенном в бункерном помещении райвоенкомата и на расстоянии 150 м от

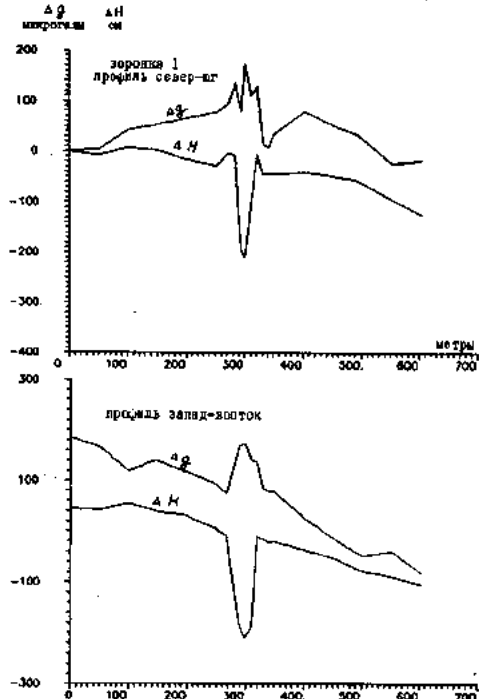


Рис.6. Воронка №1. Изменение приращений силы тяжести Δg и уровня земной поверхности H по направлениям С-Ю и З-В

первого. Место установки приборов выбрано, исходя из предположения близости их к тектоническому разрыву (одному из нескольких, пересекающих город). Учитывая, что если местоположение этого разрыва определено правильно, то ожидаемый локальный наклон дневной поверхности должен быть аномально большим, что подтвердило бы его современную активность.

Для регистрации наклонов земной поверхности использованы наклонометры с горизонтальными маятниками системы Островского, входящие в состав многоканальной гравиинерционной геофизической системы (ГГС), специально разработанной для комплексных наблюдений за динамикой геофизических полей в эпицентральных зонах землетрясений. Деформационное поле контролировали с помощью комплекта из двух наклонометров, один из которых был ориентирован примерно по простиранию предполагаемого разрыва, другой - в перпендикулярном направлении. Чувствительность наклонометрических каналов регулировали в зависимости от интенсивности деформационных процессов в регионе и изменяли в пределах 70 - 200 мм/с дуги. Перед установкой на режимные наблюдения приборы в течение 2 - 3 суток испытывали на идентичность записи, для чего датчики устанавливали параллельно.

Результаты наблюдений на обоих пунктах представлены на рис. 7- 11. Наклоны (ϕ) по обоим компонентам приведены в виде функциональной зависимости от времени (рис. 7, 8). Пространственная ориентация векторов наклона изображена на рис. 9, 10, 11.



Рис. 7. Наклоны на пункте 1

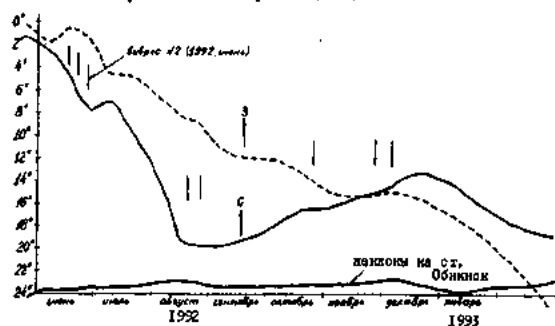


Рис. 8. Наклоны на пункте 2

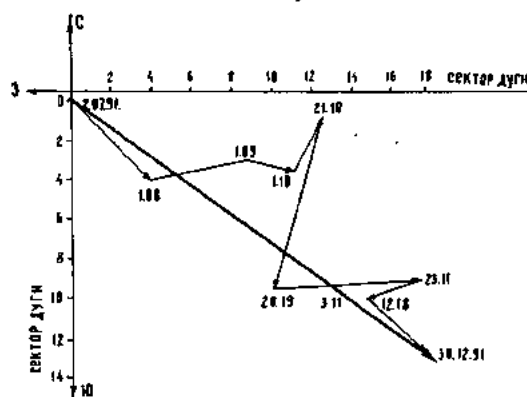


Рис. 9. Годограф наклона на пункте 1

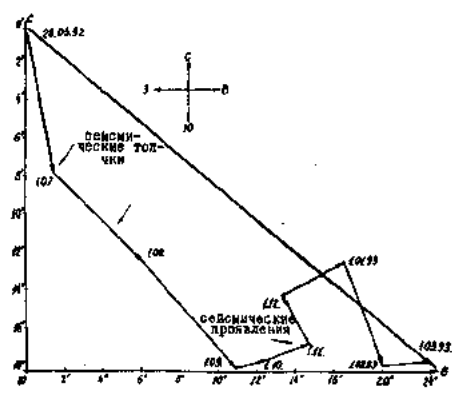


Рис. 10. Годограф наклона на пункте 2

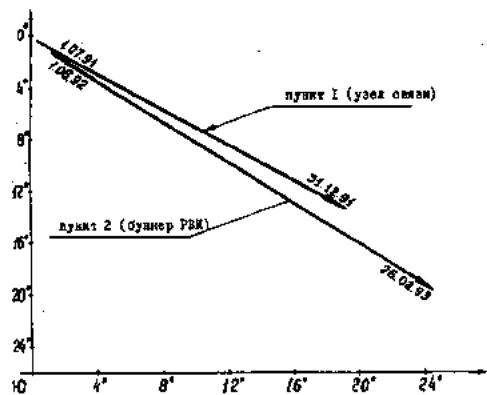


Рис. 11. Векторы наклонов в пунктах 1 и 2

Модуль наклона за первые 6 месяцев наблюдений на пункте 1 составил $(20,6 \pm 1)''$ (здесь и далее $''$ - угловые секунды). Результирующий вектор наклона направлен на юго-восток в сторону поймы р. Цны (рис. 11).

Модуль наклона на пункте 2 за девять месяцев (1992 - 1993 гг.) составил $(31 \pm 1)''$, причем вектор также оказался направлен на юго-восток. Разница в направлениях обоих векторов не превышает 10° .

Следует отметить, что осредненный по данным для двух пунктов за весь период наблюдений вектор наклона расходится с направлением на воронку выброса 1 не более, чем на $25 - 30^\circ$. Этот неожиданный результат требует дальнейшего изучения в связи с

исходным предположением о наклонах вблизи разрыва, чтобы определить общую деформационно - тектоническую ситуацию в регионе.

Обращает на себя внимание монотонная направленность наклона за весь период наблюдений 1991 - 1993 гг. Средняя скорость наклона при этом составляет $3''$ за месяц. В отдельные дни она возрастала больше, чем на порядок. Например, 23 - 26 октября 1991 г. прирост наклона составил $10''$ или $3''$ за сутки. Вероятно неслучайно, что после сверханомального наклона наблюдались сильные вариации гравитационного поля, резкое возрастание микросейсм (более чем на порядок по амплитуде), барические вариации, зарегистрированные другими каналами ГГС. На рис. 8 для сравнения дан график наклона на геофизической обсерватории "Обнинск" в Калужской области, расположенной в тектонически спокойной зоне на расстоянии около 300 км от г. Сасово. Здесь наклоны на порядок меньше наклонов, зарегистрированных одновременно в районе г. Сасово.

За полуторалетний временной интервал наблюдений с помощью ГГС зарегистрировано около 20 местных толчков, идентификация которых не вызывает сомнения. Почти все они зарегистрированы после или в период резких наклонов, скорость которых в 3-5 раз превышает осредненную скорость за весь период наблюдений. Не является исключением и серия толчков в конце июня 1992 г. Очевидно, один из них в ночь с 29 на 30 июня вызвал повторный выброс (рис. 8).

Таким образом, по результатам регистрации геофизических полей выявлена связь сейсмической активности в зоне наблюдений с выбросом вблизи Фроловского.

Деформографические измерения проведены в зоне предполагаемого тектонического нарушения и максимальных разрушений при Сасовском выбросе, на расстоянии 3 км от воронки выброса. Здание (школа №6), в подвале которого были установлены приборы, во время выброса сильно повреждено.

Схема деформографической станции, расположенной в подвальном помещении на глубине 5 м (вмещающие породы - глины), приведена на рис. 12.

Рис. 12. Схема установки деформографов. I, II, III - бетонные постаменты, 1 - крепежные детали, 2 - муфты, 3 - кварцевая труба, 4 - подвесы, 5 - регистрирующие устройства

Измерения смещений земной поверхности проводились в течение 2,5 месяцев, начиная с 5 декабря 1992 г., когда активные установочные процессы уже прекратились. Кривые D_i и D_g (рис. 13) изображают ход смещений, построенный по данным двух регистрирующих приборов. Видно, что происходило

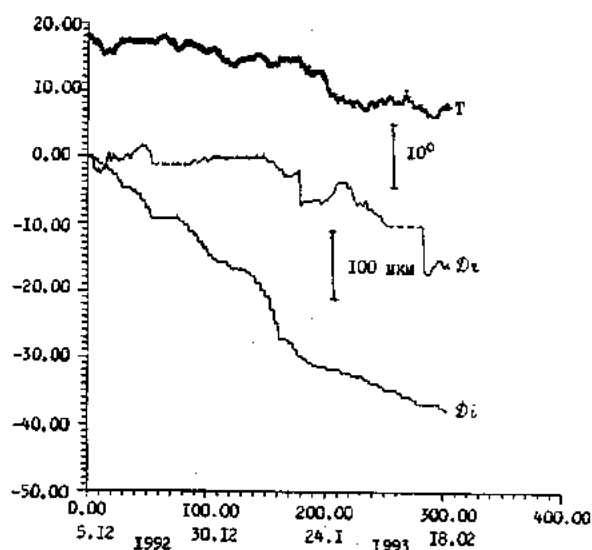


Рис. 13. Ход деформаций на базе 3 м по записи самописца D и индикатору смещений D_i , T - температура воздуха в подвале

сжатие породы с очень большой скоростью. За 2,5 месяца измеряемая база длиной 3 м укоротилась на 200 - 300 микрон. По прибору D_i смещение меньше за счет пропусков записи. Соответствующая деформация пород равна 10^{-4} . Смещения, видимо, развиваются во времени и монотонно, и скачкообразно. Существует подобие между ходом смещений и изменениями температуры воздуха в камере (кривая T). Температура за период измерений понизилась на 8°C . Тепловое сжатие породы дает смещение на базе 3 м, равное 50 - 100 микрон. Наблюдаемое смещение в 2 - 4 раза больше. Суточные деформации имеют тепловое происхождение и равны 10^{-5} - 10^{-6} .

Таким образом, измерения в зоне предполагаемого тектонического нарушения показали, что деформационные процессы здесь протекают чрезвычайно активно и свидетель-

5. По результатам режимных эманационных наблюдений выявлено существование на территории г.Сасово тектонически ослабленной зоны и, кроме того, возможная геодинамическая активизация в 1993 г.

6. По высокоточным геодезическим, гравиметрическим и магнитометрическим измерениям в районе Сасовской и Фроловской воронок выброса выявлены небольшие куполообразные поднятия, небольшие аномалии в локальном геомагнитном и гравитационном полях, что свидетельствует о существовании мелкомасштабных приповерхностных геологических неоднородностей, которые можно интерпретировать как разрывные нарушения или карстовые образования.

Для установления причин возникновения выброса важными фактами являются: отсутствие следов горения взрывчатых веществ в зоне воронок и отсутствие ферромагнитных предметов, их мелких включений в поверхностных слоях почвы, возникновение колебаний типа вибрации перед выбросом 12.04.91 и свечение в районе воронки. Сопоставляя и анализируя эти данные можно сделать вывод: природа выбросов геологическая. Наиболее вероятный механизм флюидный (газовый) выброс в результате изменения давления в приповерхностном резервуаре, возможно, в карстовой полости, и (или) в горизонтах с повышенными коллекторскими свойствами. Причиной изменения давления может быть тектоническая активизация в пределах Окско-Цнинского вала в настоящее время.

Литература

1. Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-б 1:5 000 000). - М.: Наука, 1966. - 487 с.
2. Сейсмическое районирование территории СССР. - М.: Наука, 1980 (разд. 13 "Русская равнина и Урал").
3. Ананьин И.В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в Восточно-Европейской платформе // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. - М.: АН СССР, 1988. - Вып. 29. - С. 199 - 124.
4. Комплексные геофизические исследования в районе Сасово : Отчет НИР/ Ю.П.Сквородкин, В.А.Волков и др. - М.: ОИФЗ РАН, 1993.
5. Рудаков В.П. Отображение геодинамических процессов сезонной (годовой) периодичности в динамике поля подпочвенного радона // ДАН. - 1992. - Т. 324. - №3. - С. 558 - 561.
6. Рудаков В.П. О роли геодинамической волновой структуры в активизации геодинамических процессов в асейсмичных регионах (на примере геодинамических явлений Русской платформы) // ДАН. - 1993. - Т. 332. - №4.

УДК 550.380:551.242

© С.Л.Юнга, 1996

Сеймотектонические деформации как основа шкалы геологических магнитуд $M_{\max}$ в вопросах оценки сейсмической опасности

С.Л.Юнга (ОИФЗ РАН)

Количественное решение проблемы определения максимально возможных магнитуд $M_{\max}$ землетрясений ассоциируется, вообще говоря, с необходимостью привлечения к анализу многих разнородных геолого-геофизических факторов. Сложность формального анализа данной проблемы во многом обусловлена именно разной физической размерностью исследуемых факторов. Это приводит к значительным трудностям в эвристических подходах, связанных, в частности, с необходимостью сведения всех анализируемых полей и исследуемых факторов к одной условной размерности [2, 12, 13, 14, 23, 24].

Общим способом преодоления таких трудностей может быть учет влияния каждого фактора в единых тектонофизических терминах, что может рассматриваться, по крайней мере, как способ приведения исследуемых факторов к одной размерности, а в перспективе и как метод выработки единой шкалы "геологических магнитуд". Пример подобного подхода - анализ напряженно-деформированного состояния при анализе сеймотектонического процесса.

Однако при этом очень сложно адекватно учесть блочное строение и плотностные неоднородности реальной геофизической среды [7, 22].

Поскольку в некотором достаточно малом масштабе геофизические материалы могут рассматриваться как весьма неоднородные, то на этом уровне задачу их конструктивного описания решить трудно. Как известно, для преодоления этого наряду с обычными методами анализа целесообразен переход на макроскопический уровень описания. Учитывая роль анализируемых факторов в терминах сеймотектонических деформаций можно создать единую тектонофизическую основу для рассмотрения проблемы в целом. Во многом такой подход так или иначе основан на формальном представлении деформации через скачки смещений [17]. Суммарная сеймотектоническая деформация прежде всего определяется сейсmodинамической обстановкой, определяющей скорость накопления сейсмических моментов землетрясений. Ясно, что макроскопический подход требует достаточно представительного объема используемых данных. Поэтому наибольшая эффективность достигается при распространении подобных оценок на геологические масштабы времени.

Изучение напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры на разных масштабах уровнях и в различные геологические времена - ключевой момент при исследовании природы землетрясений и оценке сейсмической опасности [6]. Поскольку землетрясения относятся к явлениям физико-механической природы, вызывающим разрывные деформации в недрах земной коры и ассоциируемым с действующими в ней силами, то не будет преувеличением следующее утверждение: если бы предстояло выделить главное из широкого круга вопросов, то в первую очередь следовало бы назвать анализ НДС литосферы как базис для оценки максимально возможных землетрясений.

В этой статье рассматриваются основные направления современных исследований по указанной проблеме с ориентацией на интерпретацию основных элементов методик с позиций анализа сейсмотектонических деформаций, понимаемых в широком аспекте как разно-масштабные остаточные деформации, ассоциирующиеся с процессом сейсмогенеза.

Методы прямого определения $M_{\max}$ в различных условиях

Магнитуда землетрясения является, как известно, условной характеристикой очага, характеризующей его энергию. Одно из первоначальных классических выражений для ее подсчета имеет вид

$$M = \lg(A/A_0) + C(\Delta) + c,$$

где A - амплитуда колебаний (максимальная, либо находящаяся вблизи первого вступления) в конкретной волне P , S ; A_0 по поверхностной волне, кода; A/T - отношение максимальной амплитуды к периоду, A - амплитуда при фиксированном периоде; $C(\Delta)$ - калибровочная функция, описывающая изменение амплитуды с расстоянием Δ ; c - свободный член для установления "нуля шкалы" [21]. Здесь под знаком логарифма выбирается либо амплитуда A , либо ее отношение к периоду A/T , в зависимости от выбранного варианта магнитудной шкалы.

Собственно идентичные по сути и также логарифмические зависимости предлагаются далее как основа для своего рода геологической шкалы магнитуд, где в качестве амплитуд фигурируют, однако, деформационные характеристики сейсмотектонического процесса.

Существуют различные прямые методы экспертного определения $M_{\max}$, как оценочные, по одному какому-либо параметру, так и более комплексные и сложные, опирающиеся непосредственно на опыт исследователя и основанные на изучении геологических, геоморфологических, геофизических, в том числе сейсмологических характеристик районов [10].

При этом явно или неявно используется гипотеза о том, что современная сейсмотектоническая обстановка изучаемого района обусловлена всем ходом геологического процесса на протяжении геологических эпох, сформировавших его структурный план.

Как правило, прямые методы опираются на представления о зонах потенциально возможных землетрясений, очагами их считаются прежде всего зоны глубинных и региональных разломов, развивающихся на протяжении геологических эпох и характеризующихся как значительными амплитудами вертикальных и горизонтальных тектонических перемещений, так и протяженностью. В пределах разломных зон известны эпицентры исторических землетрясений и фиксируется современная сейсмическая активность. Поэтому во многих случаях проблема выявления этих очагов может быть сведена к выявлению зон глубинных и региональных разломов. Комплекс исследований в каждом конкретном случае определяется изученностью района, его геологическим строением и сейсмическим режимом.

Однако далеко не все эпицентры тяготеют к известным зонам разломов; существуют многочисленные примеры землетрясений иной природы - внутриблоковой. Проблемой выявления и прогноза очагов таких землетрясений занимаются многие сейсмологи, используя результаты комплексных и детальных исследований прежде всего в пределах выявленных зон.

К числу оценочных для большинства территорий по мнению А.И.Савича [10] следует отнести наиболее распространенный метод определения $M_{\max}$ по графикам повторяемости [8,9]. Этот метод, несмотря на его кажущуюся очевидность, может давать значительные ошибки в районах, где средний период сильных землетрясений с $M \sim M_{\max}$ существенно превышает период наблюдений (в том числе по историческим данным). С другой стороны, имеются ограничения на его применения и в высокоактивных районах.

В работе [10] метод прямой оценки $M_{\max}$ только по информации об уровне сейсмической активности подвергается критическому анализу обосновано. Без анализа конкретной сейсмотектонической обстановки нельзя уверенно интерпретировать сейсмическую активность непосредственно в терминах $M_{\max}$, поскольку высокая активность по слабым землетрясениям не обязательно соответствует увеличению уровня потенциальной сейсмической опасности по сильным очагам. Так, например, в пределах детально изученной Таджикской депрессии очень высокий уровень сейсмической активности ($A_{10} = 1-2$) ассоциируется с сейсмотектоническим деформационным процессом в осадочной толще мезо-кайнозойских пород мощностью около 10 км; по типичным корреляционным зависимостям сейсмической активности и магнитуды здесь должны были бы наблюдаться существенно более сильные землетрясения, чем имевшие место до настоящего времени (см. цикл работ 1970-1990-х гг. К.М.Мирзоева с соавторами).

Широко распространенный прием - использование для определения $M_{\max}$ метода Гумбеля, основанного на статистике экстремальных значений, - при решении сейсмологических задач для ограниченных территорий и коротких временных интервалов (по сравнению с периодом повторяемости $M_{\max}$) также не вполне правомочен и может давать иногда ошибочные результаты.

Оценка $M_{\max}$ могла бы стать тривиальной при наличии представительной сейсмостатистики исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений, формирующих излом графика повторяемости в области сильнейших землетрясений. Однако даже в сейсмически активных регионах дать эту оценку весьма трудно, поэтому решать эту проблему следует методом аналогии на базе тектонофизических и иных методов.

Наиболее прямым является метод оценки $M_{\max}$ по протяженности сейсмоактивных зон или по размерам блоков, способных к аккумуляции и спонтанному высвобождению упругой энергии, преобразуемой в сейсмическую энергию. В первом приближении размеры таких блоков часто ассоциируются с длинами сегментов разломов, которые определяются как участки разломов до места их пересечения другими разломами или линейamentными зонами того же порядка или более крупными.

Для прогноза $M_{\max}$ в зависимости от тектонической и сейсмической активности разлома в работах [15, 10, 11] используются следующие оценки:

а) высокая тектоническая активность

$$M_{\max} = 2 \lg L + 2,$$

б) средняя тектоническая активность

$$M_{\max} = 1,9 \lg L + 1,7,$$

в) низкая тектоническая активность, или скрытые разломы, не выходящие на поверхность

$$M_{\max} = 1,8 \lg L + 1,4,$$

г) разломы с неустановленной тектонической активностью в слабосейсмичных и умеренно сейсмичных районах

$$M_{\max} = 1,5 \lg L + 1,4.$$

Другой прямой метод оценки $M_{\max}$ основан на данных о мощности сейсмоактивного слоя в исследуемом районе [15]. Для верхнего предела магнитуды предложено соотношение, связывающее $M_{\max}$ с наблюдаемой или оцениваемой мощностью сейсмоактивного слоя H , выраженной в километрах

$$M_{\max} = 4 \lg H + 1,8.$$

Однако, оно сравнительно редко используется в сейсмологической практике. Тем не менее, как будет видно далее из анализа сеймотектонических деформаций, подобного рода соотношения имеют определенное тектонофизическое обоснование.

Тектонофизический анализ методов прямой оценки $M_{\max}$

По всей видимости, методы определения $M_{\max}$ по длине разрывных зон и мощности сейсмоактивного слоя являются взаимосвязанными с тектонофизической точки зрения. Действительно, мощность сейсмоактивного слоя H в рамках гипотезы подобия можно ассоциировать с характерной шириной W прогнозируемого при максимальном событии разрыва, что, вместе с оценкой длины разрыва как L , непосредственно приводит к оценке его площади S . Примем также на основании соображений подобия корреляционную зависимость между величиной подвижки D и характерными размерами разрыва. Принимая далее в качестве W мощность сейсмоактивного слоя H , выражая все параметры в одной системе единиц СГС, используя среднюю для земной коры оценку жесткости, можно получить оценку предельного сейсмического момента землетрясения M_0 , определяемого, как известно, произведением модуля сдвига, величины подвижки и площади разрыва. Используя, наконец, корреляционную зависимость между сейсмическим моментом и магнитудой по Канамори [16], можно получить соотношение, связывающее максимальную магнитуду $M_{\max}$ с H и L . Основываясь на принципиально возможном существовании такой связи, получим необходимую формулу на базе известных эмпирических соотношений.

По экспериментальным данным, обобщенным по многим землетрясениям с магнитудами $M > 5$, получено следующее корреляционное соотношение

$$\lg S = 0,86 M - 3,12.$$

Обращая это соотношение относительно M и оценивая при максимально возможной магнитуде площадь разрыва S как произведение длины L и мощности сейсмоактивного слоя H , получаем последовательно для $M_{\max}$

$$M_{\max} = 1,16 \lg S + 3,6 \quad (S - \text{в км}).$$

Таким образом, с учетом сделанных допущений о мажорировании ширины разрыва мощностью сейсмоактивного слоя H , получаем новое соотношение, связывающее максимальную магнитуду $M_{\max}$ с H и L

$$M_{\max} = 1,16 (\lg L + \lg H) + 3,6 \quad (L, H - \text{в км}).$$

Для сравнения рассмотрим это соотношение при условии пропорциональности $L/W=2,5$, что в общем отражает основную тенденцию для сильных землетрясений [16].

Выражая S через L (и принимая по-прежнему $W=H$), получаем

$$M_{\max} = 2,3 \lg L + 3,2.$$

Сравнивая это выражение с уже приведенными, по сути экспертными вариантами зависимостей $M_{\max}$ от длины сегмента разрыва, можно классифицировать все эти экспертные оценки как достаточно консервативные. Напротив, выражая S через H , получаем

$$M_{\max} = 2,3 \lg H + 4,1.$$

Сравнение этой формулы с предложенным в работе [15] выражением для типичных в рассматриваемых условиях интервала глубин землетрясений ($3 < H < 15$), также дает возможность отнести экспертный вариант к консервативному, обеспечивающему более умеренные оценки величин предельных магнитуд.

Увязка исторических и инструментальных данных о сильнейших землетрясениях со структурными особенностями не только района в целом, но и отдельных участков зон ВОЗ, учет стратиграфической и тектонической приуроченности очагов возможных землетрясений, позволяют в ряде случаев снизить расчетные значения $M_{\max}$ для отдельных участков на 0,5-1 единицы магнитуды [10].

Сеймотектонические деформации и оценка $M_{\max}$

Для развиваемого в настоящей работе подхода весьма существенно полученное в работах [18,19] аналитическое выражение, связывающее скорость высвобождения сейсмического момента с параметрами зависимости момента от магнитуды, параметрами повторяемости землетрясений и максимальной магнитудой землетрясения в исследуемой области. Вывод этого выражения приводится ниже.

Важно отметить, что данное обстоятельство при наличии той или иной независимо полученной оценки скоростей деформации геологическими методами дает возможность оценить максимальные магнитуды землетрясений. Сходные соображения по сравнительным оценкам сейсмических скоростей деформаций (seismic rate deformation) и скоростей деформаций, контролируемых геологическими методами, таких как скорости денудационных процессов и процессов накопления отложений, изложены в работе [8].

Суть метода количественного определения максимальных магнитуд основана на сравнении, с одной стороны, оценки скорости накопления сейсмического момента землетрясений исследуемой области, и с другой стороны, оценки скорости деформационных процессов на базе геологических методов. При этом учитывается, что экспериментальные данные о долговременной сейсмичности (распределении числа землетрясений по магнитудам, сейсмической активности, параметрах корреляционной связи между сейсмическим моментом и магнитудой землетрясений) при дополнительном предположении об определенном подобии характера подвижек в очагах дают аналитическое выражение скорости деформации областей земной коры, зависящее уже только от максимальной магнитуды землетрясений [4,5,20].

Другая сторона проблемы следующая: расчет сеймотектонических деформаций не дает еще величины полной тектонической деформации. Ясно, что при их отождествлении не исключаются определенные отклонения от реальности. Вклад в тектоническую деформацию от механизма ползучести горных пород и другие подобные эффекты приходится учитывать с помощью линейной зависимости, коэффициент при которой представляется возможным ввести в расчеты априорно. Такая неопределенность может быть, однако, устранена в дальнейшем с помощью назначаемого из геологических и тектонофизических соображений ограничений на предельно возможную магнитуду землетрясения в масштабе всего исследуемого региона [3,4,5,20].

Рассмотрим концептуальные аспекты оценки тензора скорости сеймотектонической деформации (СТД) по данным сейсмологических наблюдений.

Описание сейсмического режима на основе закона повторяемости землетрясений различного магнитудного уровня позволяет использовать соответствующую экспериментально определяемую корреляционную зависимость логарифма числа землетрясений DN в единицу времени, на единицу площади и в диапазоне магнитуд dM , с одной стороны, от магнитуды M , с другой

$$\ln (dN/dM) = A - b \cdot M.$$

Важное обстоятельство - положительная корреляционная зависимость логарифма сейсмического момента M_0 от магнитуды M

$$\ln (M_0) = D + d \cdot M.$$

Используя эти две зависимости, имеем

$$dN \cdot M_0 = \exp(A+D) \cdot \exp[(d-b) \cdot M] \cdot dM.$$

Представления о существовании в каждом заданном месте рассматриваемой области многократной повторяемости в геологическом масштабе времени землетрясений различных магнитуд, вплоть до максимально возможного события, дают возможность оценить сеймотектоническую деформацию.

Для определения долговременной скорости сейсмического момента необходимо проинтегрировать приведенное выше соотношение для той части суммарного сейсмического

момента, которая ассоциируется с диапазоном магнитуд dM и числом землетрясений в нем dN . Это соотношение интегрируется во всем возможном диапазоне магнитуд в пределах от $-\infty$ до $M_{\max}$, в результате

$$\dot{M}_0 = \exp(A+D) \int_{-\infty}^{M_{\max}} \exp[(d-b) \cdot M] dM$$

Данный интеграл сходится при условии $d > b$ и дает следующую зависимость скорости высвобождения сейсмического момента от параметров сейсмического режима

$$\dot{M}_0 = \frac{\exp(A+D)}{(d-b)} \cdot \exp[(d-b) \cdot M_{\max}] \quad (*)$$

Таким образом, для скорости сейсмотектонической деформации получаем приведенное в несколько иных обозначениях в работе [18] выражение

$$\dot{\epsilon} = \frac{\dot{M}_0}{m \cdot H}, \quad (**)$$

где $\dot{M}_0$ дается формулой (*).

Заметим, что до сих пор здесь по сути принимается полное отсутствие хаотичности, то есть разупорядоченности в направленности разрывных деформаций. Как уже отмечалось, большей реалистичности в описании процесса сейсмической деформации можно достигнуть, введя представление о некоторой хаотичности деформационного процесса, что проявляется во взаимном частичном подавлении приращений деформаций и отражается индексом упорядоченности k ($0 \leq k \leq 1$). Крайние значения k соответствуют полной разупорядоченности ($k=0$) и полной упорядоченности ($k=1$). По сути вышеприведенное выражение для деформации соответствует случаю $k=1$. Более общий случай дается соотношением

$$\dot{\epsilon} = \frac{k \cdot \dot{M}_0}{m \cdot H}$$

Существенным при этом является предположение о подобии процесса сейсмотектонической деформации на различных масштабных уровнях рассмотрения, что отражается в учете одним коэффициентом k разнонаправленности всей совокупности подвижек.

Предположение о подобии означает, что тензор деформации в тех случаях, когда в рассматриваемом объеме имеются только события какого-то одного диапазона магнитуд, оказывается одним и тем же с точностью до множителя, то есть деформации в этих ситуациях приводят к тензорам, которые могут быть выражены через один направляющий тензор посредством умножения на тот или иной скалярный множитель.

Определим в качестве направляющего тензора средний тензор $\langle m \rangle$ среднее арифметическое направляющих тензоров сейсмических моментов.

Не вдаваясь в детали, отметим лишь, что мера упорядоченности k совокупности разрывных деформаций статистически определяется через интенсивность среднего тензора $\langle m \rangle$

$$k = \sqrt{\langle m \rangle : \langle m \rangle},$$

где знак ":" означает свертку среднего тензора с самим собой по обоим индексам [17].

Многочисленные данные по фокальным механизмам Средней Азии обеспечивают возможность корректного вычисления индекса разупорядоченности. Большой интерес представляет экстраполяция подобного подхода на другие территории, где могут быть наблюдения трещиноватости, но едва ли окажется достаточной статистика по механизмам очагов [1].

Наконец, вклад в общую неотектоническую деформацию таких эффектов, как крип, вязкие деформации, деформации ползучести и другие, следует дополнительно учитывать одним некоторым общим множителем, его удобно представить в виде $\exp(C)$, так что

$$\dot{\epsilon} = \frac{k \cdot \dot{M}_0}{m \cdot H} \exp(C). \quad (***)$$

Используя выражения (*), (**), (***) для $\dot{\epsilon}$ и $\dot{M}_0$, получаем [4,5,20]

$$\ln \dot{\epsilon} = (A+D) + (d-b)M_{\max} - \ln(d-b) - \ln(m) - \ln(H) + \ln(k) + C.$$

На этой основе, исходя из данных о долговременной сейсмичности (повторяемости землетрясений различных магнитуд и уровня сейсмической активности - показатели b и A), корреляционной зависимости сейсмического момента от магнитуды (параметры d и D), сдвигового модуля земной коры m , являющегося функцией координат, мощности сейсмоактивного слоя H , индекса упорядоченности k , можно оценить с точностью до одной общей константы C относительный уровень максимально возможных магнитуд землетрясений, абсолютную привязку которых следует осуществить на последнем этапе

расчета, исходя из представлений о предельно возможной магнитуде землетрясения в данных структурно-тектонических условиях исследуемой сейсмоактивной территории. Применительно к условиям Восточно-Европейской платформы этот подход реализован в работах [4,5] (рис.). В частности, используя характерные значения коэффициента $d'=3/2$ и параметра b' порядка 0,7-1 при корреляционных зависимостях с десятичными логарифмами, и округляя десятичные знаки у коэффициента при десятичном логарифме до целого, что соответствует оценкам точности оцениваемых магнитуд, а также оценивая характерные значения скорости деформации изгиба неотектонических движений, имеющих флуктуационный характер, через амплитуды и периоды этих флуктуаций, получаем более простой в практическом применении вариант геологической шкалы магнитуд в следующем виде:

$$M_{\max} = \lg(A/T) + c,$$

где $M_{\max}$ - максимальная в данном месте амплитуда неотектонической изгибной деформации, T - характерный для исследуемого пункта линейный размер или период неотектонических вертикальных движений.

Таким образом, многие из современных методов оценки $M_{\max}$ опираются на идентичные по форме логарифмические линейные зависимости магнитуды от амплитуды сейсмотектонической деформации, выявляемой геологическими методами. Тем самым представляется возможным распространить шкалу магнитуд Рихтера в качестве методической основы для своего рода геологической шкалы магнитуд, где в качестве амплитуд фигурируют те или иные деформационные характеристики сейсмотектонического процесса, например, интенсивность изгибных неотектонических деформаций.

Вместе с тем, данное состояние проблемы позволяет расширить такую трактовку и наметить следующие направления дальнейших исследований:

- подготовить интегрированную базу данных по индикаторам разномасштабных сейсмотектонических деформаций земной коры;

- воспроизвести принципиальные особенности существующих методик $M_{\max}$ на основе разработки соответствующих компьютерных программ, выявить их общие черты и оптимальные способы параметризации (нормировки) различных геологогеофизических полей;

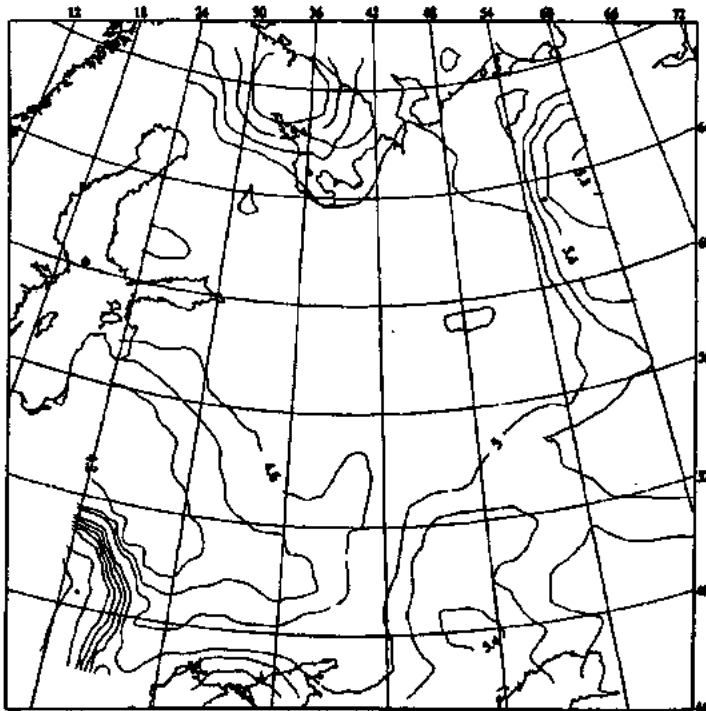


Рис. Схема магнитуд $M_{\max}$ Восточно-Европейской платформы, основанная на данных по неотектоническим изгибным деформациям и постоянным по всей платформе параметрам сейсмичности (Грачев и др., 1995, 1996).

на количественной основе провести сравнительный анализ оценок $M_{\max}$, ориентируясь прежде всего на интерпретацию результатов в терминах сейсмотектонических деформаций с учетом различных пространственных и временных масштабов.

Существуют две группы детерминистских методов оценки $M_{\max}$. С одной стороны, это хорошо известные методы оценки $M_{\max}$, основывающиеся на корреляционных зависимостях между $M_{\max}$ и наблюдаемыми структурно-тектоническими и сейсмологическими характеристиками региона - длины разрывов, мощности сейсмоактивного слоя и др. С другой стороны, рассмотрены аналитические способы вывода подобных зависимостей исходя из тектонофизических соображений. Традиционная геологическая и расширенная тектонофизическая трактовка сейсмотектонических деформаций непосредственно ведет к оценке длительной скорости высвобождения сейсмического момента. Объединение двух групп рассмотренных методов, даже и на эвристической основе, может послужить в качестве нового ориентира при исследовании проблемы оценки $M_{\max}$ в целом.

Необходимо отметить, что для территории Восточно-Европейской платформы характерно наличие таких структур, как авлакогены. По современным представлениям авлакогены рассматриваются как аналоги кайнозойских континентальных палеорифтов.

Поэтому на стадии литогенеза эти значительные участки платформы заведомо не относились к области стабильного развития литосферы. Авлакогены, как правило, наследуют направление основных структур фундамента и приурочиваются к разломным зонам, ограничивающим линейные подвижные зоны фундамента.

Изучение континентальных палеорифтов показало, что они по каким-то причинам в большинстве случаев останавливаются в своем развитии. Однако в их пределах возможен частичный возврат к конструктивной линии развития.

Анализ исторических и инструментальных данных о землетрясениях на платформе не исключает возможность возникновения современных землетрясений на этой территории, связанных с тектоническими процессами. В предшествующих работах уже предполагалось, что на Восточно-Европейской платформе могут возникать не только 6-7-балльные, но и более сильные землетрясения тектонического происхождения. Несмотря на то, что оценка сейсмической опасности платформенных областей остается до сих пор трудно поддающейся исследованию проблемой, но пути ее конструктивного решения, несомненно, существуют.

Автор благодарен А.Ф.Грачеву, Е.Г.Бугаеву, академику В.А.Магницкому, К.М.Мирзоеву, Ш.А.Мухамедиеву, В.А.Огаджанову за обсуждение затронутых в статье вопросов.

Настоящая работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 95-05-15488.

Литература

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. Реконструкция напряженного состояния земной коры северного обрамления зоны Дарваз-Каракульского глубинного разлома в связи с сейсмичностью // Источники и воздействие разрушительных сейсмических колебаний. - М.: Наука, 1990. - С. 108—115. (Вопр. инженерной сейсмологии. - Вып. 31).
2. Применение метода аппроксимации экспертных оценок для построения карты Мпхх землетрясений Кавказа /В.И.Бунэ, В.Г.Гитис, В.Н.Каленик, Ю.К.Щукин // Сейсмологические исследования. - 1986. - № 9. - С. 49-77.
3. Тензорные характеристики неотектонических изгибных деформаций и кривизны поверхности фундамента литосферы Восточно-Европейской платформы /А.Ф.Грачев, В.А.Магницкий, Ш.А.Мухамедиев, С.Л.Юнга. // Доклады РАН. - 1995. - Т. 340. - № 3.
4. Об определении максимальных магнитуд платформенных землетрясений на основе анализа сеймотектонических и неотектонических деформаций /А.Ф.Грачев, В.А.Магницкий, Ш.А.Мухамедиев, С.Л.Юнга // Доклады РАН. - 1995. - Т. 346. - № 1.
5. К оценке максимальных магнитуд платформенных землетрясений на основе анализа неотектонических и сеймотектонических деформаций /А.Ф.Грачев, В.А.Магницкий, Ш.А.Мухамедиев, С.Л.Юнга // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. - М.: РАН, 1996. - С. 37-39.
6. Современная динамика литосферы континентов /Н.А.Логачев, В.С.Хромовских, С.Л.Юнга и др. - М.: Недра, 1995.
7. Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. - Душанбе: Дониш, 1988.
8. Ризниченко Ю.В. Расчет максимальных возможных землетрясений и сейсмической сотрясаемости // Сейсмическое районирование СССР. - М.: Наука, 1980. - С. 59-69.
9. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. - М.: Наука, 1985.
10. Савин А.И., Сувилова А.В. Современное состояние проблемы оценки сейсмической опасности участков строительства крупных энергетических сооружений // Сборник научных трудов Гидропроекта. - 1988. - Вып. 130. - С. 7-18.
11. Сувилова А.В. К вопросу об определении расчетной сейсмичности энергетических сооружений, проектируемых в малосейсмических районах // Гидротехническое строительство. - 1985. - № 106.
12. Уломов В.И. Международная программа по оценке глобальной сейсмической опасности Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) // Физика Земли. 1993. - № 1. - С. 89-92.
13. Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. - 1993. - № 4. - С. 43-53.
14. Уломов В.И. Районирование сейсмической опасности на территории России // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. - Т. 1. - 1994. - № 2. - С. 41-52.
15. Шебакин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Изв. АН ССР. Физика Земли. - 1971. - № 9. - С. 12-20.
16. Методы оценки сейсмических воздействий /В.В.Штейнберг, М.В.Сакс, Ф.Ф.Аптикаев и др. // Вопросы инженерной сейсмологии. - 1993. - Вып. 34. - С. 5-93.
17. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. - М.: Наука, 1990. 191 с.
18. Anderson J.G. Seismic strain rates in the central and Eastern United States // Bull. Seism. Soc. Amer. - 1986. - Vol. 76. - № 1. - P. 273-289.
19. Anderson J.G., Luco J.E. Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relation // Bull. Seism. Soc. Amer. - 1983. - Vol. 73. - № 2. - P. 471-496.
20. Grachev A., Sh. Mukhamediev and S. Yunga. On Large Size Earthquake Determination in East European Platform Based on Neotectonic and Seismic Strain Analysis // Abs. Western Pacific Geophysical Meeting, Australia. - 1996. - SG2.
21. Gutenberg B., Richter C.F. Magnitude and energy of earthquakes // Ann. geofis. - 1956. - Vol. 9. - № 1. - P. 1-15.
22. Lukk A., Yunga S.L., Shevchenko V. and Hamburger M.W. Earthquake Focal Mechanisms, Deformation State, and Seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia // Journal of Geophysical Research. - 1995. - Vol. 100. - P. 20321-20343.
23. Perkins D.M. Status and prospects for national seismic hazard and zoning maps in the United States // Bull. Geof. Teor. Appl. - 1978. - Vol. 20. - P. 165-179.
24. Ulovov V., Strakhov V., Giardini D. Seismic hazard assessment in Northern Eurasia // Annali di Geofisica. - Vol. XXXVI. - 1993. - № 3/4. - P. 83-92.

Концептуальные основы возникновения сильных землетрясений в пределах Восточно-Европейской платформы В.А.Огаджанов (НВНИИГГ)

Сейсмичность платформ вполне объяснима динамикой взаимодействия их с обрамляющими орогенами.

Согласно концепции, изложенной Ю.К.Шукиным [11], сейсмическая энергия землетрясений, возникших в пределах альпийских складчатых сооружений, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу, может передаваться во внутриплатформенные области вдоль сквозных для ороменов и платформы неоднородностей и структурных зон.

В этой статье феномен сильных землетрясений в пределах Восточно-Европейской платформы объясняется с позиции тектоники литосферных плит. По существу это аналогично точке зрения А.Ф.Грачева [3], согласно которой механизм сильных землетрясений Нью-Мадридской зоны сейсмической активности Северо-Американской платформы - результат деформаций, возникающих в поле региональных сжимающих напряжений. Такие напряжения - следствие давления океанической плиты на континентальную по причине разрастания Срединно-Атлантического хребта.

Что касается Восточно-Европейской платформы, то давление на нее, в частности, Аравийской плиты формирует напряжения сжатия, которые концентрируются в области Кавказ-Копет-Дагского альпийского пояса и передаются далее на северо-восток в относительно стабильные участки герцинской и архейской плит [8].

Геодинамическая модель литосферы региона, составленная по геолого-геофизическим данным, характеризуется следующими основными элементами:

- конвергентной границей типа континент-континент, образованной при столкновении герцинской и архейской плит, при этом имеет место поддвижение герцинской плиты под архейскую, простирающуюся границы с северо-запада на восток по складчатым сооружениям Кряжа Карпинского и Мангышлака (рис.1);

- зонами раздвиги внутри континентов, с которыми связано формирование Южно-Каспийско-Куринской и Западно-Туркменской межгорных впадин альпийского пояса, впадины Среднего Каспия герцинской плиты и Прикаспийской впадины архейской плиты;

- трансформной границей, определяющей разломами сдвигового генезиса по направлениям, ортогональным упомянутой выше конвергентной границе литосферных плит. Вдоль трансформной границы происходит движение плит с юго-запада на северо-восток.

Простирающиеся поля сейсмичности в восточной части платформы свидетельствуют о связи очагов землетрясений со структурами северо-восточной ориентации (рис.1.). Наиболее крупная структура северо-восточной ориентации - Волго-Камский разлом.

Ранее [7] было высказано мнение, что этот разлом является участком крупного планетарного разлома-одного из разломов регматической сети. Возможность высоких сейсмических потенциалов таких разломов логически объяснима. На территории Саратовского участка Поволжья и примыкающей части Прикаспийской впадины по оценке Г.И.Рейснера и Л.И.Иогансона возможны землетрясения с магнитудой около 7. Для оценки был использован подход, основанный на типизации и районировании земной коры по совокупности признаков [9].

Нами была проведена оценка сейсмического потенциала на основе данных об исторических землетрясениях (В.А.Огаджанов, 1992, 1994). При этом в основу положена концепция возникновения сильных землетрясений как

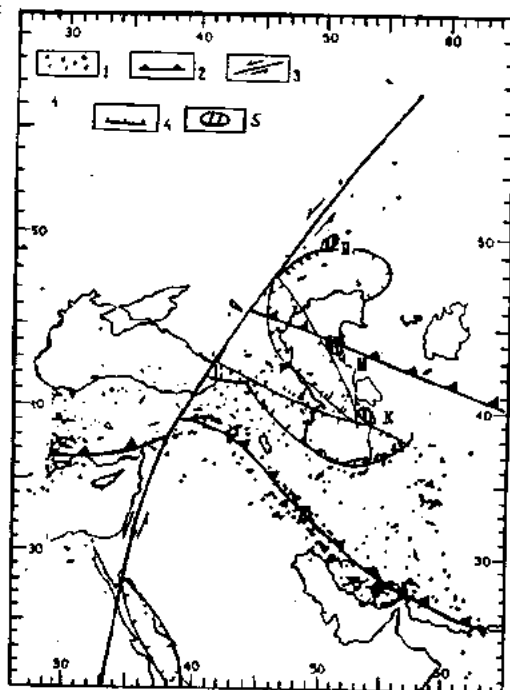


Рис.1. Современная геодинамическая позиция востока Европейской плиты. 1 - мелкофокусная сейсмичность за 1961-1965гг. по работе [1]; 2 - конвергентные границы; 3 - трансформные границы; 4 - наиболее крупные впадины; 5 - эпицентры наиболее сильных землетрясений: П - Прикаспийское 1895г.; К - Красноводское 1895г.; М - Мангышлакское 1280г.

следствия динамического взаимодействия орогенного сооружения Кавказ-Копет-дагского пояса и Восточно-Европейской платформы. В пределах этих регионов в историческом прошлом произошли сильные землетрясения. Согласно существующим представлениям Красноводское землетрясение 1895 г., эпицентр которого находится возле г.Красноводска ощущалось в различных пунктах Поволжья с интенсивностью от 3 до 6 баллов [4, 6, 10].

Однако тщательный анализ макросейсмической информации (времени и интенсивности сотрясений в различных пунктах Поволжья) дает основание предполагать существование гипоцентра сильного землетрясения в северо-западной части Прикаспийской впадины, которое условно названо Прикаспийским. Это подтверждается следующим:

- Прикаспийское землетрясение ощущалось в шести пунктах. Время толчков в двух пунктах - Самаре - Сызране совпадает (2 часа 17 минут по местному времени), в двух пунктах Астрахани и Оренбурге - около двух часов (с учетом разницы в часовых поясах). В Пензе - 2 часа 2 минуты, в Саратове время определено менее точно [4]. Таким образом по Гринвичскому времени время толчка принято 23 часа 07 минут. Время же Красноводского землетрясения 21 час 30 минут [6];

- изосейста 4 балла проведена по трем пунктам, составляющим вершины треугольника с примерно равными сторонами. Изосейста замкнулась после пересмотра величины интенсивности в районе Астрахани, где согласно данным работы [4] и другим первоисточникам интенсивность сотрясений может составить 4 - 5 баллов по шкале MSK-64. Изосейста имеет форму эллипса, длинная ось которого ориентирована с юго-запада на северо-восток (рис.2). Другими словами изосейста ориентирована по направлению активных структур и общего поля сейсмичности, что соответствует концепции размещения зон и возникновения очагов землетрясений в этой части платформы, описанной выше;

- эпицентр землетрясения определен как центр тяжести треугольника, вершинами которого являются пункты, где отмечена интенсивность 4 балла. В зоне группируются эпицентры землетрясений, определенные по инструментальным данным, в соответствии с которыми глубина очагов составляет 30 - 35 км и контролируется подошвой земной коры;

- данных об интенсивности в эпицентре нет. Максимальная интенсивность отмечена в районе г.Самары, где она составляет 6 баллов. Интенсивность в эпицентре определена путем экстраполяции и составляет примерно 8 баллов;

- оценка магнитуды определена по уравнению макросейсмического поля [6] и равна 6,9. По геоморфологическим данным, в частности изменениям направлений речных долин, определен характер подвижки в очаге Прикаспийского землетрясения - это левосторонний сдвиг. Такие сдвиги характерны для различных участков упомянутого выше планетарного разлома, частью которого является Волго-Камский (рис.2). Природа такой подвижки определяется, очевидно, движением Аравийской плиты на северо-восток. Сжатие в районе Больше-Балханского антиклинария и как следствие такого движения - возникновение Красноводского землетрясения, сдвиговые деформации вдоль Волго-Камской системы разлома могут обусловить сильные землетрясения в Поволжье, подобные Прикаспийскому. Таким образом можно сделать вывод: возникновение относительно сильных землетрясений в зоне Кавказ-Копет-дагского пояса следует оценивать в качестве предвестника возможных сильных землетрясений в Поволжье. Потенциальную сейсмическую опасность представляют сдвиговые дислокации северо-восточного простираения.

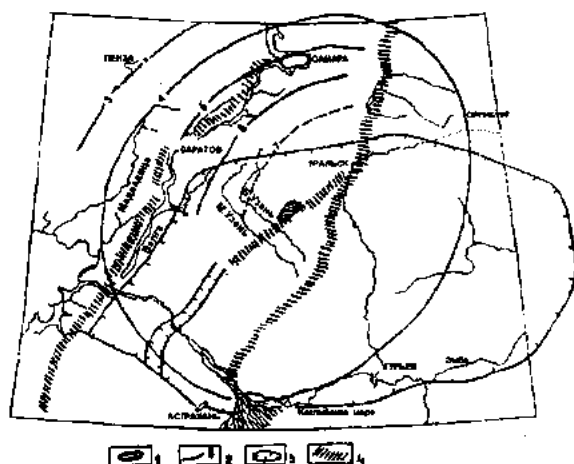


Рис.2. Изосейсты Прикаспийского землетрясения 1895г. 1 - эпицентр; 2 - изосейсты с указанием интенсивности; 3 - контуры наиболее крупных впадин; 4 - активные разломы

данным А.А.Никонова [5] в пределах Южного Мангышлака в 1280г. произошло землетрясение с магнитудой 7,3 и интенсивностью 9 - 10 баллов. Средняя глубина очага равна 20км. Показательно, что аналогичные оценки глубин очагов получены нами для северо-западного участка конвергентной границы (рис.3).

Возникают дополнительные напряжения, обусловленные давлением бокового распора под воздействием внедрения литосферных диапиров в мантию и земную кору (рис.4). Эти же диапиры являются причиной формирования крупных проседаний земной коры, ее раз-

двигов и рифтогенеза. Таковы впадины рифта Красного моря, Куринской межгорной впадины, Каспийского моря и Прикаспия. Приуроченность очагов сильных землетрясений к краевым частям этих впадин представляется вполне закономерной. Именно эти участки более всего подвержены деформациям, обусловленным локальным увеличением напряжений в поле глобальных напряжений, связанных с движением литосферных плит. Наибольшим сейсмическим потенциалом должны оцениваться обрамления названных впадин, и особенно в зонах их пересечения с конвергентными и трансформными границами плит. Здесь возможно возникновение землетрясений с магнитудой 7 и более.

Таким образом в пределах платформы определяется единая геодинамическая система высокого сейсмического потенциала. С учетом же взаимодействия плит и блоков, образующих эту систему, можно сделать вывод: возникновение землетрясений в одних частях этой системы является предвестником землетрясений в других ее частях, и это необходимо учитывать при планировании мониторинга для прогноза сейсмической опасности.

Автор благодарен А.А.Никонову и Ю.К.Щукину за критические замечания при обсуждении материалов, которые легли в основу этой статьи.

Литература

1. Беркхеммер Х., Пуаркару Г. Потенциальная сейсмичность района центрального и восточного Средиземноморья // Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий: Докл. 27-го междунар. геологического конгресса. (Москва 4 - 14 августа 1984). - Т.6. - С.43-55.
2. Строение верхней мантии и консолидированной коры в зоне сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода / А.Я. Бродский, В.А.Шайдаков, А.Е.Шлезингер и др. // ДАН. - Т.333. - 1993. - №3. - С.341-343.
3. Грачев А.Ф. О природе Нью-Мадридской зоны высокой сейсмической активности на Северо-Американской платформе // Физика Земли. - 1994. - №12. - С.12-23.
4. Материалы для изучения землетрясений России. - Т.2. - Санкт-Петербург, 1882 (прил. к т.27 "Изв.рус.геогр.общества").
5. Никонов А.А. Разрушительное землетрясение на Мангышлаке // Физика Земли. - 1994. - №5. - С.71-74.
6. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 года) / Отв. ред. Н.В.Кондорская, Н.В.Шебалин. - М.: Наука, 1977.
7. Огаджанов В.А., Тикшаев В.В. Сейсмичность Поволжья и перспективы ее изучения // Недра Поволжья и Прикаспия. - 1992. - Вып.3. - С.58-64.
8. Огаджанов В.А., Тикшаев В.В. Основные закономерности проявления современных геодинамических процессов Каспийской зоны погружения и Поволжья // Каспийский регион: экономика, экология, минеральные ресурсы. - М.: Ингеоцентр, 1995. - С.35.
9. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. О сейсмическом потенциале Прикаспийской впадины // БМОИП, отд. геол. - Т.69. - 1994. - Вып.6. - С.124-132.
10. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. - М.: Наука, 1974.
11. Щукин Ю.К. Тектоническая память литосферы Восточно-Европейской платформы // Напряжения в литосфере (глобальные, региональные, локальные). - М.: ИГиРГИ, 1995. - С.204-205.

УДК 550.34 (470.4/5)

© А.А.Никонов, 1996

Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке ее сейсмической опасности

А.А.Никонов (ОИФЗ РАН)

Сейсмические проявления в пределах Восточно-Европейской платформы известны давно и в той или иной степени характеризовались в работах И.В.Мушкетова и А.П.Орлова, В.Ласка, Б.Досса, С.С.Андреева, Г.П.Горшкова, С.В.Евсеева, И.В.Ананьина, Г.Д.Панасенко и других. Наиболее последовательно местные землетрясения в пределах Русской равнины изучались И.В.Ананьиным, которому принадлежит и несколько обобщающих публикаций.

Однако сейсмичность Русской равнины и Восточно-Европейской платформы не может считаться достаточно изученной, и тем более не решена на современном уровне проблема сейсмической опасности этой плотно заселенной территории, где расположены атомные электростанции.

Постановка задачи и пути ее решения

Проблема оценки сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы (по-видимому, как и любой другой) состоит из

двух частей: определения сейсмических характеристик удаленных сильных землетрясений и местных землетрясений, которые и рассматриваются в этой статье.

Автор исходил из того, что необходимо прежде всего собрать первичный качественный и насколько возможно полный исходный фактический материал. Эта работа последовательно продолжается в течение последних 10-15 лет, и основана она только на макро-сейсмическом, то есть описательном материале. Приняты во внимание только ощутимые сотрясения с интенсивностью $I \geq 3$ балла по шкале MSK-64. Тщательно проверяются и анализируются первичные документальные описания и свидетельства, найденные в архивах, периодической печати, редких и забытых изданиях. Большая часть таких данных взята из государственных исторических архивов, центральных газет соответствующего времени и Журнала Министерства внутренних дел (для XIX века) [10]. Весьма важ-

ные, особенно для внутренних российских территорий, сведения извлечены из дневниковых записей местных наблюдателей, записок путешественников, мемуаров и случайных сообщений.

Хотя эта работа не завершена, многие факты собраны и на их основе можно сделать некоторые заключения, особенно значимые для центральных частей Восточно-Европейской платформы в пределах умеренных широт (48-62° северной широты) и выделить основные проблемы.

В первую очередь - это проблема установления среди местных землетрясений платформы тех толчков, которые вызваны заведомо причинами тектоническими, в отличие от сотрясения экзогенной, нетектонической природы. Она сама по себе не новая [23,2,3], но приобрела особенное значение по мере сбора и анализа первичного описательного материала исторического характера. Выявилось, что в умеренных широтах среди толчков, попавших в каталоги и даже считавшихся тектоническими, немало таких, которые обусловлены разнообразными экзогенными проявлениями, в том числе прежде не распознававшимися. С другой стороны, немало событий, имевших сейсмические эффекты на поверхности, не попали в каталоги или приведены в них с существенными ошибками. Выявилось, говоря обобщенно, что существующие и используемые для расчета параметров сейсмичности каталоги землетрясений Восточно-Европейской платформы не соответствуют современным повышенным требованиям. Это касается и периода инструментальных наблюдений (менее 70-80 лет) и гораздо более длительного периода исторических сведений (в основном последние 200 лет).

Специфика сейсмичности Восточно-Европейской платформы состоит в том, что количество землетрясений здесь сравнительно невелико и они не достигают значительной интенсивности. Это, в свою очередь, определяет повышенное значение всех и каждого сейсмического события. Из-за редкости местных сейсмических толчков на платформе при определениях параметров сейсмичности использовать только сведения по периоду инструментальных наблюдений совершенно недостаточно. Иными словами, макросейсмические сведения по доинструментальному периоду оказываются здесь необходимыми и обязательными не только для долговременных оценок сейсмической опасности, но и для расчета сейсмических воздействий. Оценки сейсмической опасности и сейсмическое районирование на рассматриваемой платформе, как и в областях высокой сейсмической опасности, базируются на применении сеймотектонического подхода в разных его модификациях. Но поскольку множество землетрясений на платформе (и в каталогах) нетектонической природы, такой подход оказывается некорректным или, по

меньшей мере, преждевременным.

Так, по мнению автора, на первом месте во всей работе выдвигается задача идентификации исторических землетрясений и разграничение их по генетическому признаку. Задача, следовательно, формулируется следующим образом: тщательно на основании первичных описаний постараться "разбраковать" местные толчки по их происхождению на тектонические и нетектонические (разных типов), составить два разных каталога, с которыми в дальнейшем работать раздельно.

В этой статье рассматриваются землетрясения нетектонической природы. Автор по первоисточникам, в значительной мере не использовавшимся ранее, составил список (каталог) местных сейсмических проявлений, их около 100 за период с XIII века по середину XX века.

Местные землетрясения нетектонического характера

Ниже приведены примеры сотрясений нетектонического характера (в сопровождении современных аналогий), разделенные по типам согласно интерпретации их генезиса: известные ранее и выделяемые заново. К известным типам относятся землетрясения обвальные, оползневые, провально-карстовые и импактные, среди вновь выделяемых - взрывные, гидроударные, морозобойные, грозовые.

Оползневые сотрясения. В Новом каталоге [26] под 1595 годом указано землетрясение под Нижним Новгородом с определением всех параметров, в том числе интенсивности $7(\pm 1)$ баллов и глубины $h=3$ км. Между тем, из летописи вовсе не следует, что произошло именно землетрясение. "В Нижнем Новгороде в Печерском монастыре, бысть потрясение монастырю... В 3-ем часу ноши, многие кельи повалилися и храм каменной Вознесения Христова и с колокольницею развалился и теплов храм Покрова пречистыя Богородицы в землю сел по окна нижние, а людей бог помиловал, ни один человек не погиб, а то все разломало: ограду и ворота монастырские, и службы все. Бысть же сей трус при архимандрите..." [29].

Несомненно, что речь идет о крупном оползне на берегу Волги, какие случались там и раньше и позже. При этом на небольшом участке, занятом монастырем (а только о нем и идет речь в летописях), могла колебаться поверхность просто за счет смещения оползневого тела. "Потрясение монастырю" можно расценить как пережитые монастырской братией волнения в связи с его разрушением. Показательно, что всего в нескольких километрах от монастыря в самом Нижнем Новгороде никакого сотрясения не отмечено.

Таким образом, сколько-нибудь определенно говорить о сотрясении земли в этом случае не приходится. Если оно и было, то сугубо локальным, в виде сотрясения самого оползневого тела при его перемещении.

Другой пример недостатков каталогов тоже характерен. В Военно-Морском архиве Санкт-Петербурга хранится военный рапорт. 12 сентября 1806 года в девятом часу вечера вблизи г. Козмодемьянска на Волге лейтенантом Балле замечено "нарочитое колебание на воде, происходившее от землетрясения, которое сколько он заметить мог, началось при ясном небе и тихом ветре от запада к востоку и продолжалось около 5 секунд" [9].

В изложении поздних источников [2,26] событие имело место 15 сентября 1807 года, продолжалось 2,5 минуты и выразилось (только) в волнении воды на Волге, которое выбросило на берег несколько судов. Согласно этому описанию Новый каталог [26] приписывает сотрясению интенсивность $I=6\pm 1$ или $I=7$. Неточность вторичных сведений видна уже в искажении года и даты. Если исходить из первичного, ранее не использованного сообщения, то можно принять, что речь идет или об оползне или о землетрясении (длительностью 5 секунд). Любое из этих явлений, как известно, может вызвать волнения на реке, в том числе и способные выбросить на берег небольшие суда. Наиболее вероятной причиной волнения на реке (и, возможно, земли) следует считать оползень, поскольку, с одной стороны, есть немало фактов оползнеобразования по берегам Волги, а с другой - отсутствие сведений о землетрясениях в этом месте на протяжении всей известной истории.

Из-за отсутствия сведений о сотрясении земли в это же самое время из других мест густо заселенной территории по Волге совершенно неправдоподобно (даже если принимать событие в качестве местного землетрясения) приписывание ему интенсивности в 6 или 7 баллов. "4 июня 1839 года на Волге вблизи г. Сызрани оползень сопровождался гулом, а также треском ломающихся строений [17,24]." "Колебания земли", если и были, то только в теле самого оползня длиной около 1,5 км при ширине 0,5 км и называть их землетрясением, с нашей точки зрения, неправильно. То же относится к "землетрясениям" на берегах Волги 15 мая 1865 года и 8 сентября 1884 года. Между тем, отдельные авторы не только считают их обычными землетрясениями, но и приписывают им интенсивность 9-9,5 баллов [33].

Однако значительные сотрясения за счет внезапно возникающих оползней в платформенных условиях вполне возможны. Вот, например, следующее описание. Хотя оно относится к Крыму, но речь идет о равнинной и платформенной территории (Скифская плита). "Летом 1933 года жители селений, удаленных от Джангульского урочища (на Тарханкутском полуострове в Крыму) на 3-5 км, были напуганы мощным ударом, от которого поломались стекла в окнах. Люди подумали, что началось землетрясение. А в действительности на побережье произошел оползень. К морю сползла полоса берега

длиной около полукилометра, шириной 200 и высотой 36 метров" [18].

Пример землетрясения, причиной которого был обвал, относится к району Кавказских Минеральных Вод. 3 марта 1855 года от горы Медовка отвалилась огромная скала. Вызванные ее падением колебания почвы ощущались на расстоянии 2-3 верст, в том числе в г. Пятигорске [4].

Карстово-провальные землетрясения.

Они обычно весьма локальны и охватывают территорию одного населенного пункта или даже его небольшой части, то есть в пределах от сотен метров до первых километров в поперечнике. Так, в июле 1925 года в 20 км от г. Кунгура среди поля произошел провал диаметром 13 м и глубиной в 6 м, который сопровождался колебанием почвы, ощущавшимся в соседней деревне на расстоянии 1,5 км [19], но до г. Кунгура оно явно не дошло в ощутимом виде.

Однако известны примеры, когда колебания в связи с провалами (обвалами в карстовых пустотах) ощущались на пространстве первых десятков километров. Так, например, при провале в 25 км от г. Кунгура на Урале 10 августа 1915 года в самом городе сотрясения составили 3-4 балла [19]. Такого рода обвальные землетрясения, насколько известно, возникают в крупных карстовых областях с обширными подземными пустотами, как это имело место в Пермском Предуралье на Уфимском плато и, вероятно, в Подоллии.

Аналогичны землетрясениям в результате естественного обрушения подземных пустот обвалы в искусственных подземных выработках, то есть спровоцированные человеческой деятельностью. Так, например, в прошлом веке при обвале породы в каменноугольных коях Верхней Силезии произошло сотрясение земли в штреке высотой 7 м и на поверхности, длившееся около часа и сопровождавшееся вначале подземными раскатами [24].

Сотрясения при гидравлических ударах. Случаи локальных сотрясений, сопровождавшихся выбросами воды (фонтанированием), по-видимому, надо связывать с гидравлическими ударами. 22 мая 1911 года со слов очевидцев зафиксировано, что в Стерлитамакском уезде Уфимской губернии в 11 саженьях от русла р. Стерли "произошел взрыв почвы и появился родник". Взрывом почвы были выброшены куски мерзлой земли, а затем последовало извержение воды [12].

Удар с гулом как от пушечного выстрела, но без землетрясения в прямом смысле, произошел в Оренбургской области. В некоторых публикациях событие считается землетрясением с интенсивностью 9-9,5 балла [33]. В конце мая 1885 года здесь был неспровоцированный гидроудар (взрыв без воспламенения) с выбросом грунта [14,23].

Гидроудары и выбросы грунта и флюидов, иногда сопровождаемые толчками, хорошо известны в районах аномального плас-

того давления, особенно в подвижных областях. Например, в 1886 году на севере Керченского полуострова при бурении здесь скважины до глубины 40 м из нее частично вытекла нефть, и вдруг раздался сильный треск, произошло сильное сотрясение земли, и начала бить соленая вода, затем показалась пена с густым дымом, полетели осколки камней, куски глины и потекла нефть [23]. Здесь взрыв типа гидроудара заведомо вызвал вполне локальное и, по-видимому, не- сильное сотрясение земли.

Еще один, возможно самый ранний из зафиксированных случаев. Его приводит известный путешественник XVIII века С.Г.Гмелин, относя (ориентировочно) к 1728 году. В 30 верстах от Тулы в городке Дедилове на ровном месте, где стояли дома, внезапно "устремилась кверху подземная вода" так, что образовалась яма, заполнившаяся водой [6]. О сотрясениях при этом не сообщается, быть может потому, что запись сделана спустя сорок лет после события.

Сотрясения от взрывов. Из истории известны такие сотрясения в центре Восточно-Европейской платформы. Так, 15 сентября 1841 года на правом берегу р.Уды в Сапожковском уезде Рязанской губернии ощущалось землетрясение, сопровождавшееся подземными ударами с запада на восток. Явление происходило при безоблачном небе, из земли вырвалось багровое пламя, образовавшее огненный столб, так что выгорел кустарник на площади до 2-х десятин [10,24]. По всей вероятности, речь идет о взрыве скопившегося под землей газа, который при прорыве к поверхности воспламенился. По некоторым сообщениям, возникли даже трещины в домах, то есть интенсивность может быть оценена в 5-6 баллов. Указание на землетрясение достаточно определено, но считать его тектоническим нет оснований.

О том, что самопроизвольные (как и искусственные) взрывы вызывают местные сотрясения нет нужды специально растолковывать. В этом смысле показателен пример двух так и не объясненных до конца взрывов уже в наше время - в селе Сасово Рязанской области в 1991 и 1992 годах [27].

Взрывы скопившихся под землей газов на платформе не представляются невероятными. Например, такой случай был в г.Саратове. Весной 1840 года один из горожан, спустившись в погреб собственного дома со свечой, испытал взрыв в виде выстрела и гула с возгоранием в погребе. После этого несколько раз в течение двух последующих месяцев в виде опыта спускались с огнем в погреб и каждый раз в нем на время загорался газ, хотя уже без взрывов и гула [17].

Нечего и говорить о взрывах с сотрясениями при извержении грязевых вулканов, как это нередко имеет место на Апшеронском полуострове и поблизости. Здесь в ровной местности, хотя и принадлежащей Кавказ-

скому горному сейсмоактивному поясу, такие явления зафиксированы неоднократно.

Так, 5 и 6 января 1887 года извергался известный грязевой вулкан Лок-Батан в 16 км к юго-западу от г.Баку. Сначала послышался особый гул вроде отдаленного пушечного выстрела, затем взрыв, при котором от сильного движения воздуха в домах поодаль дрожали оконные стекла, и на 100 м поднялся язык горящего газа [24]. К северу от Апшерона в апреле 1896 года грязевые извержения сопровождались легким землетрясением и выделением газов.

Возникновения сотрясений суши зафиксированы сейсмической службой Баку при грязевых извержениях на Бакинском архипелаге, на расстояниях в несколько десятков километров. К таким извержениям с сотрясениями относятся извержения на о.Глиняном (1926 год), Кумани (1927 и 1928 год) и взрыв с последующим извержением на о.Свином 11 апреля 1932 года [20]. Заметим, что этот последний взрыв сопровождался интенсивным образованием в грунте трещин, воронок и опусканием участка в центре радиально расходящихся трещин. Воспламенение вырвавшихся газов в этом случае произошло только спустя несколько минут в верхней части выброшенного газового столба.

Таким образом, и взрывы подземных (подпочвенных) газов и грязевые извержения (вероятно, и грунтоизвержения) способны порождать локальные сотрясения земли и (или) воздуха. По шкале признаков интенсивности сотрясения при этом составляли 4-5 баллов, но не исключено, могут быть и больше.

Значительные скопления газов и их нахождение в горных породах под большим давлением широко известны не только в богатых флюидами районах, таких как Апшеронский полуостров и Челекен, но и в осадочных бассейнах типа Терско-Сунженского. Они обнаруживаются даже в метаморфических и изверженных породах. Например, на Урале они были вскрыты в дунитовых породах на глубине 600 м, откуда вырывались вместе с выбрасываемой водой [11]. Другой пример - Шотландия, где в докембрийских породах открылся поток горючих газов в 1828 году [13].

Случаи воспламенения газов при землетрясениях, в том числе и газов, выходящих из земли через толщу воды, достаточно многочисленны. Особенно известны, например, возгорания при землетрясениях в Крыму (1927 год), в Армении (1988 год). Среди забытых, но относящихся именно к платформе, отметим землетрясение 4 ноября 1863 года в Дюнкерке на севере Франции, которое сопровождалось подземным гулом и воспламенением выходящих из расселин газов [13].

Поэтому не должны показаться удивительными и случаи возгорания вырвавшихся из-под земли или взрывающихся газов в других областях, там, где газы (особенно метан)

способны к воспламенению. Соответственно, проявляется возникновение при этом сотрясений в платформенных областях.

Сотрясения при грозах. По историческим описаниям старых хроник известно, что во время сильных гроз и ураганов иногда ощущаются землетрясения. Не всегда можно различить сотрясение земли, исходящее из-под земли (то есть, по-видимому, тектоническое), и колебания строений и земной поверхности от ударов грома. Например, 8 января 1855 года в г.Соликамске Пермской губернии во время грозы раздался столь "сильный удар грома, что потряслись рамы в домах" [7]. В 1844 году 10 июля ночью в Саратове при необычайной грозе отмечалось сотрясение земли "молнии сверкали каждую секунду... удары же грома были так сильны, что потрясали не только здания, но и землю" [22]. В этом случае сотрясения можно оценить в 4 балла, хотя ясно, что это не были подземные толчки.

В свете того что мы теперь знаем, более определенно можно понять, например, и одно из самых ранних сообщений такого рода в русской летописи под 1159 годом: "В Киеве буря велика, яко земли трястися, гром и мльния... и преста буря сия страшная в Киеве бысть а в Чернигове по все 3 дня солнце сияюще" [28].

Сотрясения метеоритного (импактного) происхождения. Хотя они исключительно редки и случайны по времени и месту, тем не менее их следует отметить. Например, 30 августа 1887 года в Пермской области колебание земной поверхности, вызванное падением метеорита ("аэролита"), соответствовало примерно 4 баллам (звенели стекла в рамах, колебались стены непрочных деревянных домов). Колебания ощущались в нескольких деревнях на участке по крайней мере в несколько километров в поперечнике [23]. Другой пример: на острове Сааремаа (Эзель) в Моозундском архипелаге Эстонии 29 апреля 1853 года падение "аэролита" сопровождалось треском, подобным возникающему при громовых грозах, а, главное, ближайший к месту падения "дом и земля кругом были потрясены" [8].

Еще один известный случай относится к 1886 году 4 января в 12ч.45м. после пролета над городом Чембар Пензенской губернии метеорита, который с треском разорвался, в одной из частей города были сильные колебания ("трудно стоять на ногах"), в другой сотрясений не было замечено. Сообщается о падении труб и частей построек, взламывании льда на озере, о гуле и заметном колебании. Сотрясение явно было локальным, скорее всего связано с падением метеорита и достигло локально 7 баллов [23,15].

В некоторых случаях по старым описаниям, тем более, когда событие не наблюдалось воочию, трудно однозначно отнести его к той или иной группе.

Вот, например, описание, относящееся к концу XVIII века. В Тульской губернии в окрестностях р.Красивой мечи близ с.Лутово в начале марта около полуночи "многими слышен был в западной стороне необыкновенный треск, так как бы батальный огонь и вдали стрельба, иногда очень громко, иногда тише, и продолжалось еще часа три. Все дивились и никак не могли понять: что бы это такое было: земля ли от морозов трескалась, но коих тогда не было, или в воздухе что. Расстояние казалось за версту; но другое село слышало также и селу казалось еще далее" [5]. О сотрясении земли не сообщается. Нет оснований считать это громовыми явлениями и импактными. Если явление имело естественную причину, то остается подозревать серию взрывов или ломание мерзлой земли.

К той же группе неясных по генезису событий относится явление, описанное В.О.Ключевским по рукописи Соловецкого монастыря и относящееся ко времени не ранее конца XI века [16]. На Белом озере на р.Шексне при закладке первой в этих местах церкви "ино грянуло не по обычаю, как бы страшной, великий гром грянул и все люди уполошились (перепугались), чаяли, что церковь пала, и они скочили и учили смотрети: ино в прежние лета тут было молбище за оltарем, береза да камень, и ту березу вырвало с корнем да и камень азяло из земли да в Шексну и потопило." Наиболее вероятно, что речь идет об оползне или провале на берегу р.Шексны, который произвел шум ("как бы гром грянул") и, возможно, местное сотрясение ("чаяли, что церковь пала"). Маловероятно, чтобы речь шла о сильном землетрясении, которое бы вызвало склоновые нарушения, ибо тогда его интенсивность должна была бы превысить 6 баллов, между тем как из описания этого прямо не следует, и о других землетрясениях в этой местности сведений не имеется.

Морозобойные удары. Начнем с событий 1888 года в Твери и Москве. В монографии [30] указано, что "эпицентр землетрясения 1888 года находился в Норвегии; землетрясение ощущалось на огромной площади (в том числе и в Твери)". Возникновение в 1888 году в Норвегии сильного землетрясения не подтверждается никакими фактическими сведениями. Оно не указано ни в одном из каталогов, включая и самый поздний и полный каталог землетрясений с $M \geq 5$ Северной Европы. В 1888 году действительно были землетрясения на западном побережье Норвегии севернее г.Берген, а также в Южной Норвегии, но они были слабыми (не более 5 баллов) и, конечно, не могли распространиться (и не были зафиксированы) даже в Швеции, не говоря уже о Финляндии и России. Никаких сведений из стран Балтии, с достаточно густым населением и развитой службой сообщений о такого рода событиях

нет. Соотнесению событий в Твери и Москве 1888 года с "землетрясением в Норвегии" препятствует также хронология событий. Речь идет о случайном совпадении периода, большей частью даже не чисел и не часов, сейсмических событий в двух совершенно различных регионах.

Но в Твери и в Москве действительно были сотрясения. Как же их объяснить? Публикации того времени дают ответ.

"Сильные морозы (25-30°) вызывают небывалые случаи: в Москве в нескольких местах мостовая образовала трещины. При растрескивании земли в местности, прилегающей к Смоленскому рынку, особенно на Поварской, чувствовались толчки в домах, как бы от сильного подземного сотрясения" [21].

"В 7 часов вечера живущие в доме Шмидта на Никитском бульваре были испуганы страшным сотрясением и предположили, что это повторение подземных толчков. Затем только выяснилось, что причиной сотрясения был лопнувший от мороза асфальтовый тротуар" [25].

"Особенность нынешних морозов (27-34°) - сильные сотрясения денной поверхности по ночам, сопровождаемые более или менее глухим звуками. Очень ощутительны были удары с 12 на 13 число. Стены, полы, потолки домов, особенно деревянных, сотряслись так, что колпаки на лампах, посуда, висевшие на стенах легкие предметы издавали дребезжание; люди, находившиеся в постелях и на ногах, испытывали порывистое содрогание всего, на чем находились, многие сильно испугались. После этих сотрясений замечено, что не только показались многочисленные трещины на снегу улиц и тротуаров, но потрескались и фундаменты некоторых домов и местами разошлись лапы между плитами панельных тротуаров. С 13 на 14 удары были много слабее, однако и до сего дня появляются трещины на дорогах" [31].

Приведенных сведений надо думать, достаточно, чтобы понять, что в Москве и Твери в декабре 1888 года, а в Твери затем и в январе 1889 года были локальные поверхностные сотрясения во время сильных морозов. Сила сотрясения в отдельных случаях достигала 5 баллов, и они распространялись (ослабевая), по-видимому, на несколько километров. Важно, что при этом возникли в искусственных покрытиях и в домах трещины, о размерах которых не сообщается. Приуроченность толчков и сотрясений к периоду сильных морозов и преимущественно ночному времени (то есть времени усиления мороза) и одновременно морозное растрескивание, как и конкретное указание в отдельных случаях на связь толчков с растрескиванием земли достаточно определенно указывают на связь сотрясений именно с морозобойными явлениями.

Следует обратить внимание и на другие подобные случаи. Один из них произошел в

Белостоке (Польша) в 1803 году 8 и 9 января.

В наиболее близких по времени к первичным наблюдениям сведениях важны следующие детали: "первым толчком (в 1 час 15 мин ночи) дома были сотрясены до фундаментов, на следующее утро в городе наблюдалась длинная и совсем прямая трещина в замерзшей почве. Несколько других трещин было замечено на следующее утро и одна на стене капитального общественного здания" [32]. Одновременно указывалось, что очень сильные морозы, начавшиеся с 6 января, продолжались 4 дня, до 10 января. Толчки же и трещинообразование, начавшись в ночь с 8 на 9 января, длились также до 10 января. Судя по этим конкретным описаниям трудно сомневаться в том, что речь идет о морозном растрескивании грунта и зданий одновременно и о вызванных именно морозобойными явлениями сотрясениях. Между тем сейсмологи рассматривают событие как тектоническое и приписывают ему интенсивность 8 баллов [1,33].

Другое подобное явление произошло восточнее г.Вильнюса 8 января 1909 года и ему также приписывается тектоническое происхождение и интенсивность 7 баллов [1]. Отмечен страшный гром, звон оконных стекол, было впечатление, что падает дом, животные падали на колени. Сотрясение сопровождалось возникновением протяженной (от 1 до 2 км в целом по разным источникам) трещины (рва).

Сходные, хотя и не столь масштабные явления отмечались и в других местах северо-западной и западной части платформы.

В каталог землетрясений Белоруссии и Прибалтики [1] без каких-либо оговорок попало землетрясение 1887 года. Сообщается о нем следующее: "10(22) декабря в нескольких местах Борисовского уезда Минской губернии был слышен подземный гул, подобный грому; в тот же момент во многих домах разбились стекла" [14]. На основании последней детали в каталоге [1] сотрясению приписывается 6 баллов, и оно без обсуждения принимается, как и все другие, за тектоническое. В одном из позднейших каталогов ему приписана глубина 10 км, магнитуда $M=3,7$ и $I=5$. Между тем событие по описанию аналогично таковым 28 и 30 декабря 1908 года в Белоруссии и более ранним в Москве, Твери и Белостоке и вполне может быть отнесено к морозобойным.

Нельзя не обратить внимание на то, что все отмеченные случаи приходились на середину зимы (январь), по крайней мере часть из них возникла при очень сильных морозах (в том числе ночью и после перепадов температур), в плоских местностях, возможно в местах скопления грунтовых вод. Важно также, что все известные случаи относятся к умеренным и высоким (но не южным) широтам, пункты располагаются, насколько известно, безотносительно к геологическому

строению, и сами толчки в них случайны, то есть за сотни лет не отмечалось их повторения в тех же пунктах.

Все это, как и конкретные описания, дает основание считать сотрясения морозобойными, то есть поверхностными, в общем случае никак не связанными с тектонической деятельностью.

По накопившимся сведениям необходимо выделить особую, до сих пор не замечавшуюся, группу морозобойных землетрясений. Они возникают в приповерхностном грунтовом слое, по-видимому, на глубине нескольких метров - десятков метров, могут достигать интенсивности, соответствующей 5 баллам, и охватывать ощутимыми сотрясениями площади размером в первые километры.

Если принимать морозобойные явления за действительную причину такого рода толчков и колебаний, то следует отказаться оценивать их интенсивность не только по нарушению (растрескиванию) поверхности, но и по появлению трещин в домах и других сооружениях, ибо они имеют другие причины, механизм и энергетику по сравнению с теми, что возникают при приходе сейсмических волн от очага в земной коре (даже неглубокого) к поверхности.

Между тем большинству такого рода событий без специального рассмотрения приписывается тектоническое происхождение. И об их интенсивности судят по проявлениям на земле трещин, следовательно, интенсивность сильно завышается и вообще возникает путаница.

Некоторые обобщения

Из выборочного рассмотрения известных и малоизвестных землетрясений нетектонического (и некоторых - неясного) происхождения (а всего их теперь известно около 100), следует, что, если уделить им специальное внимание и привлечь первичные описания, то их генезис и параметры возможно определить с большей определенностью, чем это делается до сих пор. В общем, нетектонических землетрясений выявляется больше и в большем числе мест, чем значится в каталогах. Это происходит как за счет перевода в эту группу ряда считающихся тектоническими, так и вследствие обнаружения пропущенных исторических событий.

Нетектонические землетрясения природного происхождения подразделяются на несколько типов. Помимо таких известных, как обвальные (за счет обваливания пустот) и оползневые (сотрясения, вызываемые ударами оползневых тел об упоры), необходимо выделить взрывные (взрывы газов в подземных полостях или прорывы ими кровли), гидроударные (с гидроразрывами), грозовые (за счет воздействия на земную поверхность громовых ударов и электрических разрядов в атмосфере) и, наконец, морозобойные. На морозобойные сотрясения приходится 45% от общего числа нетектонических, грозовые сотрясения и провальное-карстовые по 15-

16%, сотрясения за счет падения небесных тел и естественных взрывов по 10-12%. Группа морозобойных сотрясений имеет особое значение, поскольку, во-первых, они многочисленны, во-вторых, потому, что на землетрясения этой категории ранее вообще не обращалось внимания и, в-третьих, они могут создавать значительные по силе сотрясения и, главное, сопровождаются такими локальными эффектами в грунте и строениях, которые ведут к ошибочным оценкам интенсивности.

Ясно, что выяснение генезиса землетрясений, выделение события (или группы, роя) в категорию нетектонических имеет принципиальное значение и с точки зрения возможности (невозможности) определения (оценки) таких важнейших параметров как магнитуда, глубина, степень воздействия (спектры, затухание, тип волн и т.п.), и с точки зрения сейсмических корреляций, то есть, в конечном счете, - для адекватной оценки сейсмической опасности.

В сущности, вероятно, правильно было бы все сейсмические явления на платформе разделить на собственно землетрясения (удаленные и местные) и сотрясения за счет нетектонических (главным образом, экзогенных) причин.

Только таким образом в дальнейшем можно избавиться от многих неточностей, ошибок и неопределенностей в существующих каталогах Восточно-Европейской платформы, и распознавать сотрясения разного генезиса, их особенности и степень опасности и, в конечном счете, дать реалистическую и прогнозную оценку опасности местных толчков на рассматриваемой платформе.

Автор признателен Л.Д. Флейфель и З.В. Халтуриной за техническую помощь.

Литература

1. Авотиня И.Я., Боборыкин А.М., Емельянов А.П., Сильдвэз Х.Х. Каталог исторических землетрясений Белоруссии и Прибалтики // Сейсмологический бюллетень. - Минск. - 1988. - С.126-137.
2. Ананьин И.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями // Современные движения земной коры. - М.: ВИНТИ. - 1968. - №3. - С.282-295.
3. Ананьин И.В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. - М.: Наука, 1988. - Вып.29. - С.119-124.
4. Баталин Ф. Пятигорский край и Кавказские Минеральные воды. - Ч.1. - Санкт-Петербург, 1861.
5. Болотов А.Т. Записки. - Т.II. - Тула, 1988.
6. Гмелин Г.С. Путешествие по России. - Ч.1. - Санкт-Петербург, 1771.
7. Горный журнал. - 1855. - №3. - С.509.
8. Горный журнал. - 1855. - №5. - С.383.
9. Государственный Архив Военно-Морского флота. - Д.2602. - №5559. - Санкт-Петербург, 1806.
10. Журнал Министерства внутренних дел. - 1841. - №8. - С.21.
11. Заварицкий А.Н. Выделение газа из скважины в дунитовом массиве на Урале // Вестник Геологического комитета. - 1925. - №4. - С.75.

12. Известия Оренбургского отдела Русского Географического общества, - 1911. - Вып. XXII. - С. 141.
13. Иллюстрированная популярная физическая география. - Санкт-Петербург, 1870.
14. Казанский биржевой листок. - 1887. - №78.
15. Карточный каталог землетрясений Восточно-Европейской платформы // Белорусский сейсмологический бюллетень. - Минск, 1991. - Вып. 1. - С. 21-85.
16. Ключевский В.О. Сочинения в 9-ти томах. - Т. I. - М.: Мысль, 1987. - С. 300-307.
17. Леопольдов А. Исторический очерк Саратовского края. - М., 1848.
18. Либедицкий В.И. "Чертов угол" Крым // Земля и люди. - М.: Мысль, 1977. - С. 283-285.
19. Максимович Г.А. К характеристике сейсмических явлений в Молотовской области // Изв. Всесоюз. геогр. общ-ва. - Т. LXXV. - 1943. - Вып. 4. - С. 8-15.
20. Малиновский Н.В. Извержение на острове Свином // Труды Сейсмологического института. - Л., 1934. - №36.
21. Московские ведомости. - 1888. - №348.

22. Московские ведомости. - 1844. - №190.
23. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. - Санкт-Петербург, 1893.
24. Неймайр М. История Земли. - Т. 1. - Санкт-Петербург, 1903.
25. Новости дня. - 1888. - №1962.
26. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. - М.: Наука, 1977.
27. Ольховатов А.Ю. Сасовские взрывы 1991 и 1992 гг. // Физика Земли. - 1995. - №5. - С. 88-94.
28. Полное собрание русских летописей. - Т. 30. - М.: Наука, 1965. - С. 50.
29. Полное собрание русских летописей. - Т. 31. - М.: Наука, 1968.
30. Сейсмическое районирование территории СССР. - М.: Наука, 1980. - С. 111.
31. Тверские губернские ведомости. - 1888. - №98.
32. Mallet R., Mallet J. Catalogue of earthquakes. - London, 1858.
33. Montandon F. Les tremblements de terre destructeurs en Europe. - Geneve, 1953.

УДК 550.34:550.834

© Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин, 1996

Неоднородности строения земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин (ВНИИГеофизики)

Восточно-Европейская платформа является главной тектонической структурой Европейской России. Это древнее докембрийское сооружение имеет сложное гетерогенное строение. В ее составе выделяется вся гамма геологических структурных форм - от кристаллических щитов до глубоких осадочных бассейнов - это результат интенсивных эволюционных процессов, которые в ней происходили и происходят в настоящее время (современные тектонические процессы обусловили сейсмическую активность региона). Следует отметить высокий потенциал глубинных недр Восточно-Европейской платформы, содержащих различные виды полезных ископаемых: большая часть разрабатываемых в Европе нефтегазовых месторождений сосредоточена во впадинах и прогибах, ограничивающих платформу с востока, севера и юга-востока; рудные полезные ископаемые широко распространены в приподнятых структурах и щитах. Все это делает Восточно-Европейскую платформу объектом интенсивного и разностороннего изучения и, в частности, выяснения особенностей строения земной коры и верхней мантии, формирующих сложную и разнообразную тектонику и геодинамику региона.

Глубинные сейсмические исследования Восточно-Европейской платформы начались в 50-х годах текущего столетия работами ГСЗ на Балтийском щите, продолжались в пределах Волго-Уральской области и Прикаспийской впадины, на Украине и в других областях. К настоящему времени в пределах региона отработана достаточно густая сеть профилей ГСЗ, которые пересекали различные элементы платформы и по которым

определены особенности их среды в районах сверхглубоких скважин. Полученная информация обобщается, в частности, во ВНИИГеофизики создан "Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР" (1987). Эта работа - продолжение начатых исследований и предпринята, во-первых, в связи с появлением новых данных ГСЗ (использованы материалы изученности по состоянию на 1995 г.), во-вторых, с необходимостью более детального анализа информации о глубинной среде, определяющей ее современный геодинамический режим, сейсмичность и влияющей на размещение различных полезных ископаемых. Объектом наших исследований является крупнейшая тектоническая структура Европы - Восточно-Европейская платформа. Решались две задачи: 1-создание объемной глубинной сейсмической модели платформы; 2-выявление делимости земной коры на разных ее уровнях и районирование (зонирование) коры, ее подошвы по сейсмическим признакам.

К сожалению, невозможно показать многие из полученных построений. Поэтому будут изложены лишь главные аналитические результаты.

Строение земной коры

Анализ полученного материала дает возможность оценить особенности строения каждого из выделенных трех слоев земной коры и всей коры в целом. На карте строения верхнего слоя консолидированной коры (рис. 1) выделяются основные региональные свойства этого уровня:

1. Прежде всего обращает на себя внимание сильнейшая раздробленность слоя,

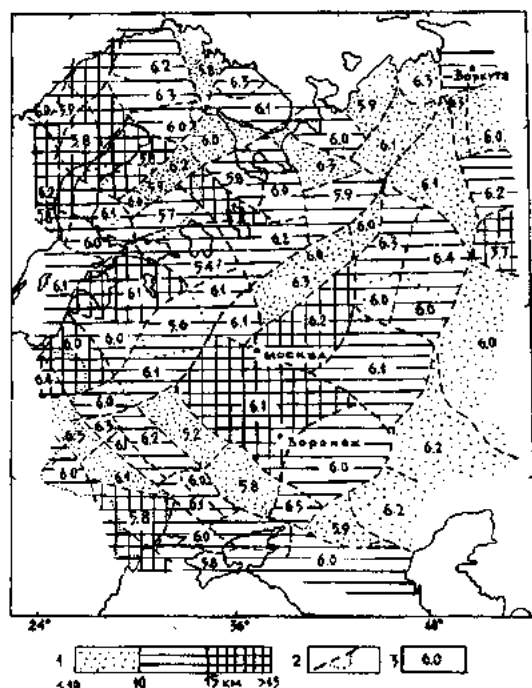


Рис. 1. Делимость и упругие свойства верхнего слоя земной коры Восточно-Европейской платформы. 1-мощность верхнего слоя консолидированной коры; 2-границы (контакты) неоднородностей с различной мощностью и скоростью упругих волн в верхней коре (точечным контуром внутри неоднородностей обозначены области anomalously низкой скорости упругих волн; 3- осредненные значения скорости сейсмических волн в слое

в результате которой устанавливается "блочная" структура платформы. Неоднородности (блоки) весьма заметно отличаются друг от друга по обобщенным упругим признакам (они вынесены на карту). Особенно "раздробленными" (дифференцированными) оказались щиты Украинский и Балтийский.

2. Неоднородности имеют различные размер и конфигурацию; они различаются наличием в них локальных сейсмических аномалий.

3. Среди аномалий следует отметить: резкое увеличение или уменьшение мощности или скорости слоя, локальные внедрения чаще всего с повышенными скоростями.

4. Интересны места пересечения (схождения) до пяти неоднородностей (блоков), которые можно связывать с зонами повышенной трещиноватости и, следовательно, повышенной проницаемости. Эти зоны распространены, в основном, в северо-западных, северных и северо-восточных регионах платформы.

5. Не менее интересны несколько зон предельно малых значений скорости упругих волн в верхнем слое (5,4 км/с); две такие зоны расположены в Западных Карпатах и на Северном Урале, еще одна - на северном побережье Финского залива. Эти зоны, ве-

роятно, также связаны с местами повышенной проницаемости.

6. Заметна распространенность локальных высокоскоростных внедрений на севере и северо-востоке региона. Относительно низкоскоростные локальные неоднородности характерны для южных районов платформы и южных участков Балтийского щита.

7. Делимость верхнего слоя консолидированной коры определяют зоны контактов, сеть которых весьма сложная. Длина и направление этих зон очень разные. Просматривается одна магистральная зона, которая протягивается в северо-восточном направлении от западно-карпатской низкоскоростной аномалии до Тимано-Печорского региона, где заканчивается в аномальной зоне повышенной "трещиноватости". Этот контакт отделяет северо-западную область платформы, где преобладают контакты северо-восточного направления. Юго-западная область платформы характеризуется северо-западным направлением контактов. В центральных районах платформы направления контактных зон близки к субмеридиональному.

8. Упругие свойства зон контактов между неоднородностями неодинаковы на своем протяжении: на одних участках зоны наблюдается резкий перепад мощности верхнекорового слоя, на других - изменение упругих волн. На большей части протяженности контакта перепад изученных сейсмических параметров не столь высок.

9. Зоны контактов имеют ширину примерно 20-30 км.

10. Помимо рассмотренных неоднородностей верхнего слоя существуют также непротяженные участки ("трещины") внутри блока, заполненные, вероятно, образованиями с пониженными или повышенными значениями скорости упругих волн относительно средних оценок скоростных параметров слоя. В некоторых блоках такие участки совпадают с граничными контактами.

11. В структуре верхнего слоя преобладает вертикальная его делимость и отсутствует региональная расслоенность. Отдельные близгоризонтальные границы устанавливаются при работах КМПВ, ГСЗ или ОГТ, вероятно, с наличием в какой-либо неоднородности (отдельности) аномального по скорости включения, от которого в силу существования на них резких скоростных контрастов образуются сейсмические волны, обычно отраженные или дифрагированные.

12. Выделенные вертикальные контакты прослежены на всю мощность верхнего слоя. Положение большей части из них близко к вертикальному. Однако по построенным временным разрезам (профили ГСЗ) в аномалиях времен первых коровых Р-волн более детально установлено их строение и получена картина весьма сложной их геометрии.

Таким образом, описанная карта верхней коры представляет региональные сейс-

мические свойства слоя, непосредственно подстилающего осадочный чехол земной коры, с которым, вероятно, имеет сильное взаимодействие. Верхний слой коры играет большую роль в геологической и комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, он вскрыт бурением во многих районах Восточно-Европейской платформы. Поэтому анализу его сейсмических параметров уделено наибольшее внимание. Выявленные аномальные скоростные свойства могут оказаться прогностическими при оценке сейсмической активности регионов платформы, минерализации, а также при выяснении природы геофизических полей. Такая целостная карта в практике обобщения данных ГСЗ составлена впервые. Она уже была активно использована при составлении карты глубинного минералогического прогноза и будет использоваться при оценке сейсмической активности платформы.

Аналогично упомянутой составлены карты строения и упругих свойств промежуточного и нижнего слоев консолидированной коры Восточно-Европейской платформы. На основе совместного анализа свойств трех уровней земной коры платформы создан вариант ее объемной модели. На карте показана суммарная мощность консолидированной земной коры. Поскольку на единую схему невозможно было вынести все сейсмические параметры каждого слоя, то при выявлении делимости коры главными были особенности делимости каждого слоя и аномальные свойства выделенных неоднородностей. При совместном анализе имеющегося удалось определить положение контактов неоднородностей (отдельностей) коры. Установлено, что эти контакты имеют разные свойства, проявившиеся во всех слоях коры, на границе Мохоровичича (М) и на отдельных ее уровнях: наличие волноводов и высокоскоростных образований, зон повышенной дислоцированности, контрастности изменения сейсмических параметров на границах блоков и т.д.

По результатам выполненных построений по коре можно сделать следующие выводы:

1. Делимость структуры коры сохраняется на всех ее уровнях и в коре в целом. Количество неоднородностей (отдельностей, блоков) по обобщенным параметрам несколько меньше и размеры их соответственно больше, чем в отдельных слоях.

2. Конфигурация неоднородностей (отдельностей) внутри слоев также несколько различна, но на многих участках платформы отмечается совпадение границ блоков или по всем уровням, или по каким-то двум из них.

3. Контрастность сейсмических параметров различна на разных уровнях.

4. Простирание контактных зон в коре в целом так же, как и в верхнем слое, имеет преимущественно три направления: юго-запад - северо-восток в районе Балтики; юго-

восток - северо-запад в южных регионах; субмеридиональные направления более уверенно проявились в коре центральных регионов платформы (рис. 2). Объяснение принципиальных направлений глубинных контактов можно найти при палеотектонических реконструкциях (см. статью Ю.К. Щукина, наст. сб.). Очевидно, что в тектонической памяти консолидированной коры проявились заметные следы крупнейших геологических событий платформы.

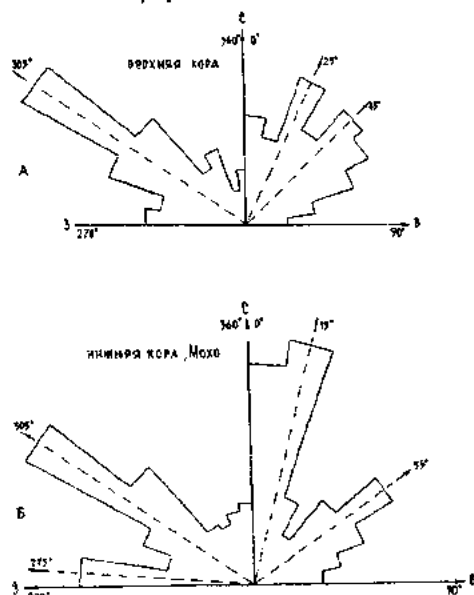


Рис. 2. Характерные (преобладающие) направления делимости консолидированной земной коры Восточно-Европейской платформы по ее упругим свойствам. А - верхняя кора, Б - нижняя кора и граница Мохоровичича

5. Надежно на всех уровнях в комплексных упругих параметрах выразилась контактная зона, обрамляющая Прикаспийскую впадину.

6. Практически полностью отсутствуют субширотные простирания контактных зон, а также "магистральные" контакты.

7. Для коры в целом характерна весьма изменчивая скоростная дифференциация.

8. Значительно распространены внутри коры слои с пониженной скоростью упругих волн (волноводы); их больше в северных регионах платформы (Балтийский щит, Тимано-Печорский регион); в южных и восточных районах они распространены локально. Наибольшее количество волноводов в промежуточном слое; к востоку волноводы проявились в большей степени в нижнем слое.

9. Не меньшую распространенность в коре имеют включения с повышенной скоростью (более 7,2 км/с). Эти слои распространены в нижней части консолидированной коры, часто непосредственно над границей М.

10. Достаточно высокоскоростные (до 6,7-6,8 км/с) слои распространены в средней

части коры, что противоречит общепринятому мнению о развитии здесь волноводов.

11. В поле представленного фактического материала границы Восточно-Европейской платформы выражены слабо, они определяются в основном по структуре кровли консолидированной коры, то есть поверхности фундамента.

Таким образом, представленная объемная сейсмическая модель консолидированной коры Восточно-Европейской платформы - по сути первая версия таких построений для столь обширного региона. Она сосредоточила в себе основные количественные параметры трех слоев и ее обобщенные свойства, наиболее четкие аномальные объекты, которые, безусловно, имеют важное практическое значение, поскольку именно эти аномалии являются индикаторами процессов, происходящих или происходивших в коре того или иного района изучаемой платформы.

Строение подошвы земной коры - границы Мохоровичича

Важнейшим разделом в консолидированной земной коре является ее подошва - граница М. Материал сейсмических наблюдений позволяет достаточно детально изучить свойства этого уровня коры, для которого построена схема рельефа границы М; параметр средней скорости в земной коре в настоящем анализе также рассматривается

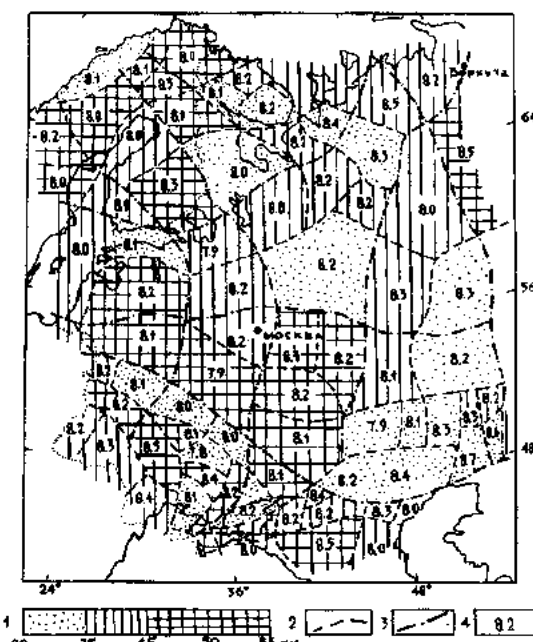


Рис. 3. Делимость консолидированной коры и упругие свойства границы Мохоровичича Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. 1 - мощность консолидированной земной коры; 2 - границы (контакты) неоднородностей с различной мощностью коры; 3 - граничная скорость на поверхности Мохоровичича в пределах неоднородностей; 4 - повышенные значения скорости сейсмических волн в слое

как свойство границы М, поскольку он определяет общую "скоростную нагрузку" вышележащей толщ на кровлю мантии. По перечисленным параметрам границы М для Восточно-Европейской платформы составлена схема районирования (зонирования) подошвы коры (рис. 3), по которой можно установить особенности структуры границы М.

1. В первую очередь следует отметить, что подошва коры имеет, как коровые слои и вся консолидированная земная кора, отчетливую делимость. Дифференцированность ("раздробленность") границы М высокая - в пределах платформы выделяется около 70 неоднородностей (отдельностей) разного размера, конфигурации и упругих свойств, разделенных контактными зонами.

2. Ряд контактов объединяется в протяженные (магистральные) зоны субмеридионального и субширотного простирания.

3. Наиболее дифференцированными (возможно "раздробленными") представляются районы Балтийского щита и южные области платформы, включая Прикаспийскую впадину; здесь выделено несколько зон повышенной дислоцированности (районов сочленения нескольких неоднородностей).

4. Так же, как и на коровых контактах, свойства мантийных контактов изменяются по их простиранию: выделяются зоны резкого изменения глубины залегания границы М или ее скоростных характеристик. Такие участки, скорее всего, находятся в аномальном напряженном состоянии (зоны сжатия); наоборот, участки с несильным изменением упругих свойств на границе М могут соответствовать ослабленным зонам.

5. Латеральная изменчивость сейсмических свойств на подошве коры очень значительна - чередование неоднородностей с различными, нередко контрастными свойствами, оказывается произвольным; вероятно, именно эта "произвольность" формирует поле напряжений, контролирующее те процессы, которые происходят или происходили в коре (для проверки этого допущения необходимы дополнительные расчеты).

6. Изменчивость глубины границы М, как хорошо известно, имеет закономерную обратную связь с положением поверхности консолидированной коры. Это свойство практически повсеместно наблюдается на изученной территории платформы, за исключением некоторых локальных участков, например, на Тимано-Печорском пересечении профиля ГСЗ Черное море - Полярный Урал, где отмечается согласное положение поверхности фундамента и границы М.

7. Введенный в интерпретацию параметр "резкость" границы М (Км), вероятно, определяет современное геодинамическое состояние в подошве коры: значение Км 0,9 означает "активное" состояние в данной зоне; значение Км 0,8 - "пассивное". Увеличение значений Км, связанное или с уменьшением скорости ниже М, или с увеличением

ем скорости упругих волн в слое над границей М, однозначно подтверждает активизацию глубинных процессов в данном блоке. Наоборот, низкие значения K_m возможны при условии резкого скачка скорости на подошве коры, что, скорее всего, характерно здесь для более устойчивых глубинных процессов. Чаще участки с "активной" мантией расположены в южных районах платформы, в пределах Воронежского и Балтийского щитов. В остальных регионах платформы они локальны.

Таким образом, подробный анализ сейсмических параметров подошвы коры показал: на этом глубинном уровне расположена очень активная область, которая, безусловно, сильно влияет на свойства коры, однако выявить характер взаимосвязи между корой и верхней частью мантии - задача не простая. Многие свойства коровой и мантийной частей литосферы не совпадают: различно строение контактных зон - для мантии характерны протяженные (магистральные) контакты, дислоцированность коровых слоев более хаотичная и мелкая; только часть

мантийных контактов, да и то на отдельных участках, совпадает с коровыми контактами.

Различны простираения зон контактов неоднородностей: для мантии характерны субмеридиональные и субширотные простираения; в коре выделены три разных направления - юго-запад - северо-восток в Балтии, северо-запад - юго-восток на юге; субмеридиональные - в центре и на востоке платформы; четкий оконтуренный по коровым свойствам блок Прикаспийской впадины в мантийных параметрах не проявился. В то же время, например, сильная дифференцированность ("раздробленность") южной части Восточно-Европейской платформы, в частности Украинского щита, проявилась на всех уровнях коры и ее подошвы. Можно отметить, что вблизи зон сочленения нескольких коровых неоднородностей (отдельностей, блоков) располагаются участки "активного" состояния, в среднем слое коры прилегающих блоков широко развит волновод. Все эти примеры, безусловно, подтверждают влияние свойств границы М на особенности строения и свойства консолидированной коры.

УДК 551.248.2:550.348

© В.И.Макаров, 1996

Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности

Макаров В.И. (Инженерно-геологический и геоэкологический научный центр РАН)

В современных условиях для решения проблем больших городов - проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений (особенно гидроэлектростанций, объектов атомной энергетики), определения техногенных нагрузок на геологическую среду, повышаются требования к оценке современной сейсмической активности, прогнозу и предупреждению геологических процессов. И особенно остро стоит проблема оценки уровня сейсмической опасности, для чего необходимы все более определенные знания неотектонических структур, направленности современных тектонических и связанных с ними других геологических процессов. Точность и надежность данных, которые дают традиционные преимущественно индуктивные методы структурно-геологического и геоморфологического анализа, представляются недостаточными и ограниченными. Особенно это касается платформенных территорий.

Неотектонические структуры, активность, геодинамические условия и природа новейших и современных движений и деформаций земной коры в пределах платформенных территорий весьма трудны для выявления и изучения. Основная причина этого в том, что амплитуды тектонических движений даже для таких достаточно продолжительных временных интервалов, как весь новейший (олигоцен-четвертичный) этап, и тем

более для четвертичного периода и отдельных его эпох, очень малы. При обширных плановых размерах основных неотектонических форм (поднятий, впадин, флексур), характерных для платформ, градиенты изменения различных характеристик, которые проявляют эти формы, также малы. И во многих случаях они представлены далеко не так очевидно, как в тектонически активных (орогенных) областях. Связи форм рельефа и отложений с тектоническими структурами здесь, на платформах, чаще всего весьма размыты. По этой причине мозаичные и нерегулярные рисунки неотектонических структур платформенных территорий и приоритет вертикальной компоненты тектонических движений стали привычными.

Но особенно трудно выявить реальные неотектонические структуры и оценить современные деформации земной коры малых территорий, которые, чаще всего, и представляют наибольший интерес с позиций прикладного использования. По мнению автора существующие процессы, которыми обусловлены современные деформации как обширных массивов континентальной коры, так и малых ее территорий, могут быть объяснены на основе дедуктивного геодинамического анализа и с точки зрения латеральной динамической взаимосвязи смежных областей, больших и малых блоков земной коры и литосферы в целом.

При рассмотрении с этих позиций неотектоники платформ центра Северной Евразии исходными принципами были следующие:

1. При анализе любой территории необходимо учитывать все смежные области, которые в совокупности должны быть достаточными для выявления той геодинамической системы, которая управляет развитием этой территории.

2. Каждый участок земной коры находится под воздействием различных источников тектонических сил: глобальных, региональных и локальных. Некоторые из них связаны с латеральным динамическим взаимодействием смежных литосферных плит или блоков земной коры. В более общем плане можно говорить о латеральном взаимодействии тектонических полей или геодинамических систем разных рангов.

Другие источники деформаций обусловлены процессами преобразования и течения вещества, которые происходят дифференцированно на разных уровнях литосферы (в том числе в верхнекоревой части) и трансформируются прямо или опосредованно на ее поверхность.

Третий источник деформаций, действующий повсеместно, - силы гравитации.

И четвертый, также повсеместно действующий источник деформаций - силы неравномерно вращающейся Земли, или ротационные силы.

3. Все вышесказанное предполагает, что всякий раз необходимо использовать многограновый анализ и, кроме того, для решения каждой задачи следует учитывать собственный комплекс необходимых и достаточных факторов и данные, которые должны быть приняты во внимание.

Эта статья касается проблемы структурно-динамической связи платформенных территорий со смежными областями или поясами высокой тектонической активности, проблемы динамического воздействия последних на первые. И, если такое воздействие действительно имеет место, хотелось бы понять, в какой форме и как далеко от фронта активных поясов оно проявляется.

Такой геодинамический подход к пониманию тектонических деформаций континентальной коры на Русской (Восточно-Европейской) платформе и представление о пространственной непрерывности и динамическом единстве платформ и складчатых поясов были в свое время у А.П.Карпинского [4] и зафиксированы известным "правилом Карпинского". Несколько позже Э.Арган [1] с таких же позиций рассмотрел тектонику всего Евразийского континента. Очень интересные исследования П.Зиглера [3], в результате которых определено, что динамическое воздействие Альпийского активного пояса в северном направлении распространяется на расстояние около 1300 км, достигая Северного моря. Теснейшие генетические связи плат-

форм Северной Евразии с активными поясами доказаны Ю.К.Щукиным [14].

Рассмотрим с этих позиций неотектоническую структуру и геоморфологию платформенных территорий центрального сегмента Северной Евразии, а именно: докембрийскую Восточно-Европейскую платформу и эппалеозойские Скифскую плиту, Западную Сибирь и Туранскую плиту. С этой целью проанализируем крупномасштабные закономерности развития главных неотектонических форм - зон поднятий и зон впадин, которые хорошо проявлены в формах рельефа и известных особенностях положения покрова мезо-кайнозойских отложений и в которых можно быть достаточно уверенными. Следует отметить, что эти особенности включают формации четвертичного возраста и поэтому выявленный структурный рисунок должен рассматриваться как активный.

На схематической карте (рис. 1) обозначены главнейшие геодинамические системы глобального или панрегионального значения, которые определяют развитие и особенности распространения основных неотектонических элементов и геоморфологию этой обширной территории. Каждая геодинамическая система в данном случае объединяет некоторую тектонически активную область (пояс или часть пояса), которая является источником тектонических сил и напряжений, и сопряженные платформенные территории (назовем их условно пассивными), на которые распространяется динамическое воздействие активной области. (Следует отметить, что аналогично могут рассматриваться геодинамические системы подчиненных порядков; главным при этом является выделение областей, зон, ареалов динамического влияния друг на друга взаимодействующих блоков литосферы или земной коры)

Центрально-Азиатская геодинамическая система включает Памиро-Тяньшаньскую область активнейших деформаций литосферы, которая рассматривается как северный фронт обширного пояса внутриконтинентального горообразования, связанного с коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит, и расположенные к северу и западу от нее эппалеозойские платформенные области Центрально-Казахстанского поднятия (Казахский щит), Западно-Сибирской и Туранской плит.

Наглядный пример самого явления динамического воздействия одних тектонических областей на другие - Памиро-Тяньшаньское сближение, частично оно рассматривалось в работах [6, 7, 10]. На приведенном в этой статье рис. 2 хотелось бы обратить внимание на последовательную миграцию на север фронта проявления Памирского тектонического поля: известная Памирская дуга вобрала в себя всю неотектоническую деформацию; Таласо-Ферганский сдвиг и сопряженные с ним взбросо-надвиги и другие деформации Ферганской впадины и ее гор-

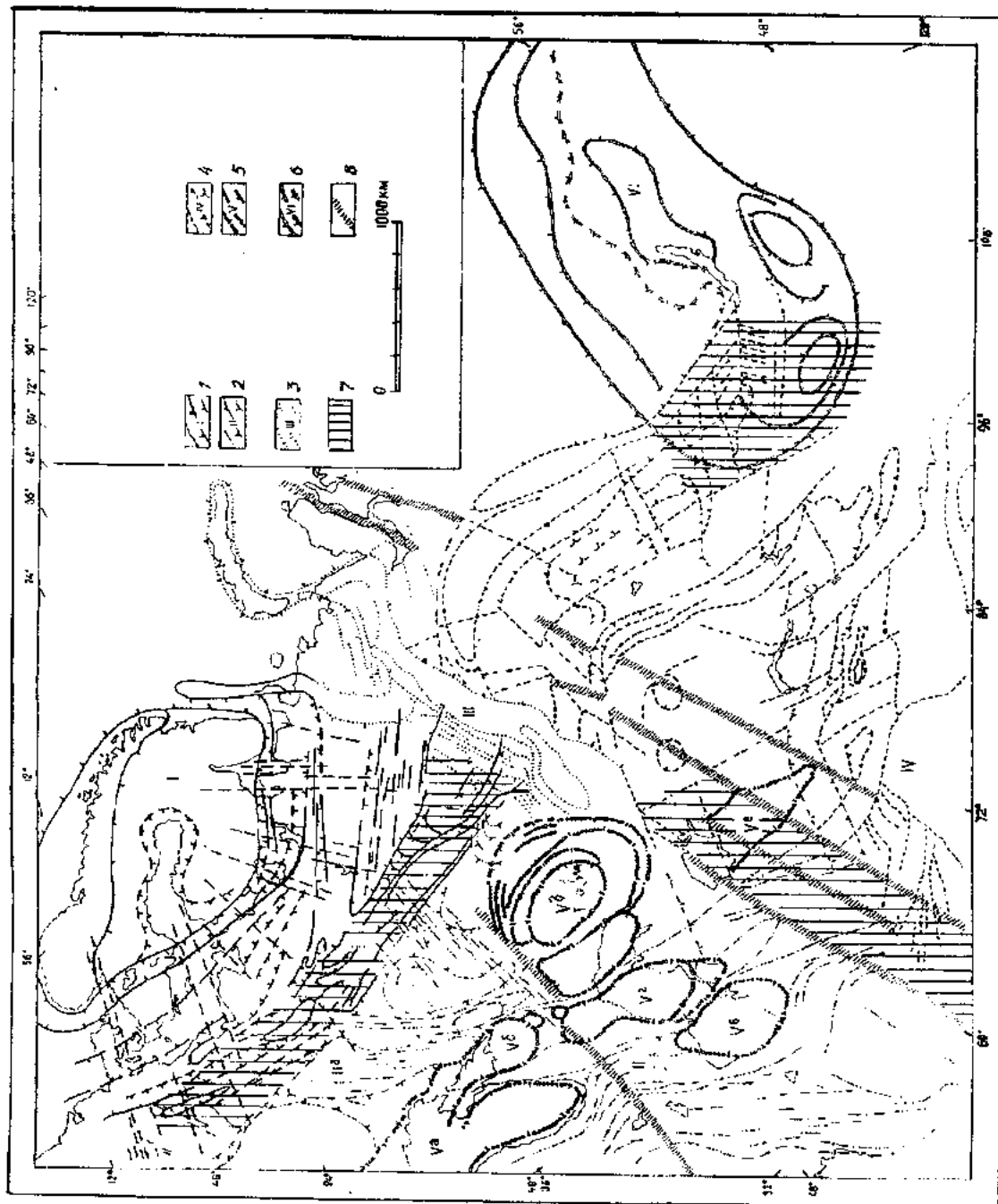


Рис. 1. Новейшие геодинамические системы центральной части Северной Евразии.

1-6 - геодинамические системы:

1 - Скандинавская,
2 - Альпийская (II а - Карпатская и II б - Кавказская подсистемы),

3 - Уральская,

4 - Центрально-Азиатская,

5 - Черноморско-Каспийская система наложенных седиментационных бассейнов,

6 - Байкальская;

7 - зоны сопряжения геодинамических систем (переходные зоны);

8 - крупнейшие зоны флексурно-разрывных нарушений.

Сплошными, прерывистыми и точечными линиями обозначены обобщенные контуры эрозионно-тектонических и аккумулятивных форм (поднятий, долин, впадин, зоны трансформации, разломы и другие характерные структурно-геоморфологические элементы и линеаменты)

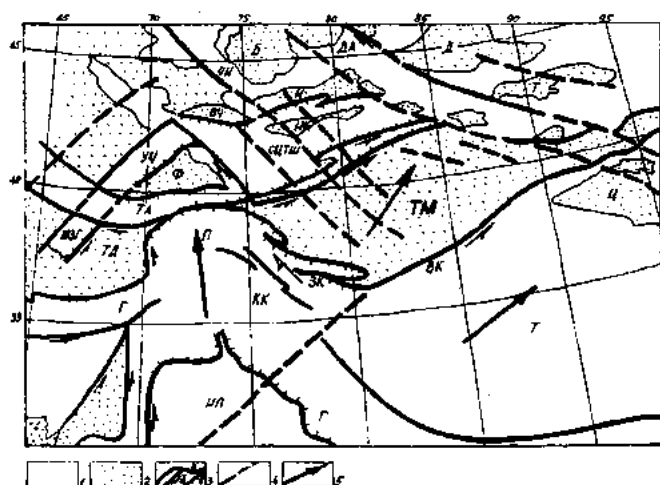


Рис.2. Структурно-геодинамическая схема Центрально-Азиатского региона. 1-области преобладающего распространения пород складчатого основания; 2 - позднелавинные седиментационные бассейны; 3 - генерализованные линии зон основных разломов, в том числе со сдвиговой (б) и взбросо-надвиговой (в) компонентой; 4 - крупнейшие зоны флексуно-разрывных нарушений и линейных разломов; 5 - общее направление движения Памиро-Каракумской области (П + КК), Таримского массива (ТМ) и Тибета (Т). Буквами обозначены: поднятия юго-западного Гиссара (ЮЗГ), Угамы-Чуткальской системы (УЧ), Северного и Центрального Тянь-Шаня (СЦТШ), Джунгарского Алатау (ДА), Гиндукуша (ГН), Гималаев (ГИ), Западного Куньлуня (ЗК), Восточного Куньлуня (ВК), Тибета (Т); впадины: Балхашская (Б), Джунгарская (Д), Восточно-Чуйская (ВЧ), Цайдамская (Ц), Индийской платформы (ИП)

ного обрамления представляют этот фронт начиная с конца плейстоцена - начала четвертичного периода [5,6,10]; секущие трансформные флексуно-разрывные зоны северо-западного направления в Северном и Центральном Тянь-Шане и такого же рода структуры северо-восточного направления края Западного Тянь-Шаня и примыкающей части Туранской плиты представляют современный формирующийся фронт.

В свое время, при анализе структуры восточной части Туранской плиты и возможных причин ее высокой сейсмичности сделан вывод, что эта часть плиты с геодинамическими позициями должна относиться уже к области горообразования и рассматриваться как ее современный фронт, который не обрел морфологически значимого выражения [7].

Мощные горообразовательные процессы в Центральной Азии, которые охватили обширнейшие территории континентальной коры и в том числе сформировали рассматриваемую структуру Памиро-Тяньшаньского фронта, оказали заметное динамическое воздействие и на более северные платформенные территории. Это влияние в самом общем виде проявилось в виде серии последовательно чередующихся полос (зон) поднятий и опусканий, концентрически огибающих фронт Памирской дуги. Выступ эпипалеозойского Казахского щита также хорошо согласуется с такой дугообразно-концентри-

ческой структурой. Ее достаточно цельный и своеобразный рисунок прослеживается в северном направлении на расстояние около 2300 км от границ Тянь-Шаньского орогена. Далее на север следует предполагать иное геодинамическое пространство, связанное, очевидно, с развитием Североокеанической области и Восточной Сибири.

Необходимо отметить, что структурный рисунок Центрально-Азиатской геодинамической системы характеризуется определенной асимметрией. Западный ее фланг редуцирован трансконтинентальной меридиональной полосой относительных опусканий земной коры, известной как Урало-Оманский линеймент. Она выражена известным прогибом Тургайского коридора между выступами палеозойского Урала и Казахского щита и отчетливо прослеживается далеко на юг, выходя к Оманскому заливу Индийского океана. Эта полоса отмечается не только общим прогибанием земной коры, но и тем, что в ней происходит сопряжение, взаимное наложение или сложение

(интерференция) флангов двух геодинамических полей глобального порядка: Аравийского и Индостанского, выполняющих активную роль (роль тендеров) относительно рассматриваемых систем Северной Евразии.

Восточное крыло Центрально-Азиатской геодинамической системы имеет свои структурно-динамические особенности. Центральный и Восточный (Китайский) Тянь-Шань, Джунгарский Алатау и Алтай-Саянская область непосредственно не связаны с Памирским фронтом и могут отражать давление со стороны Индийской литосферной плиты лишь косвенно, через посредство дифференцированных перемещений Тибета, Таримского и Джунгарского массивов. Поэтому здесь достаточно представительны структуры не только северо-западного простирания, но и широтные. Крайний же восточный участок системы (Саяны и запад Монголии) характеризуется очевидной интерференцией со структурами Байкальской геодинамической системы.

Восточно-Европейская платформа характеризуется значительно более сложной геодинамической структурой. В ее пределах развиты разновозрастные формации (домезойские, мезозойские и кайнозойские), значит в мезозое она подразделялась двумя диагональными направлениями на несколько разновеликих частей. Главный раздел проходит в северо-западном - юго-восточном

направлении: к юго-западу от него распространены преимущественно мезозойские и кайнозойские отложения, а северо-восточнее широко развиты палеозойские отложения.

В кайнозойская платформа тоже подразделяется на две существенно различные части, но граница между ними проходит уже через ее центральную область и в субширотном, точнее запад - юго-западном - восток - северо-восточном направлении.

Неотектоническая и четвертичная структура и основные геоморфологические особенности северной половины Русской плиты обусловлены их тесной связью с развитием Фенно-Скандинавского поднятия (Балтийского щита с Норвежским орогеном). Здесь, в пределах плиты, ярко проявлены чередующиеся зоны валообразных поднятий и зоны впадин, которые концентрически огибают Фенно-Скандинавский свод, а также серия поперечных к ним (радиальных) линейamentов, которые представляют, вероятно, зоны растяжения и повышенной трещиноватости земной коры, а также зоны тектонических ступеней (флексур).

Достаточно хорошо обоснована гляцио-изостатическая природа современного поднятия Фенно-Скандии и сопряженных опусканий по его периферии (forebulge trough), описанная в работах Н. А. Мернера, Е. Былинского [13] и других. Однако есть основания предполагать, что изостатические процессы - не единственная причина деформации земной коры северной половины Русской плиты. В качестве другой причины можно предполагать общее смещение всего свода Фенно-Скандии в юго-восточном направлении под влиянием известных процессов спрединга в Северной Атлантике. Активные процессы вещественных и реологических преобразований и перераспределения (перетока) вещества в нижней коре и верхней мантии, особенно в низковязкой астеносфере, которые, как показали исследования шведских ученых [13], обеспечивали изостатический отклик на изменения ледовой нагрузки в течение четвертичного периода, можно считать весьма благоприятным обстоятельством, способствующим расслоению и возможному латеральному смещению Фенно-Скандинавского свода. Если таковое имеет место, смежная плита испытывает механическое давление со стороны свода, которое соответственно способствует возникновению существующего здесь поля напряжений и развитию деформаций.

Фронт динамического влияния Фенно-Скандии на Русскую плиту достигает Среднего Урала, ограничиваясь на востоке структурами Тимана и Урала, а на юге - Смоленско-Дмитровско-Ветлужским валом и другими структурами, которые образуют названный выше региональный раздел в новейшей структуре Восточно-Европейской платформы.

Южная половина платформы относится к другой геодинамической системе, актив-

ной составляющей которой являются горно-складчатые сооружения Альпийского пояса. Структурно-геоморфологическая характеристика этой части платформы существенно иная (рис. 1). Причина этого - не только неоднородности коры и, вероятно, верхней мантии, созданные в предшествующие (древние) эпохи тектогенеза. Эта территория развивается под большим динамическим влиянием Кавказского и Карпатского сегментов Альпийского пояса.

Первый из них (Кавказский) по своей геометрии и кинематике в общем подобен Памиро-Тяньшаньскому узлу, имеется в виду выступ Аравийской плиты (аналог выступа Индийской плиты), дуга Малого Кавказа (аналог Памирской дуги) и достаточно прямолинейная горная система Большого Кавказа (аналог Тянь-Шаня). Однако динамическое воздействие Кавказского фронта активного пояса на прилегающие платформенные территории распространяется не столь далеко. Причиной этого является, вероятно, не только и не столько менее значительное северное сползание Аравийской плиты, сколько активные глубинные процессы развития осадочных бассейнов Черноморско-Каспийской системы. Глубоководные впадины Черного моря и южного Каспия с корой океанического или субокеанического типа, как известно, продолжают глубокими континентальными "заливами" Рионской и Куринской межгорных впадин, которые разобщают Малый и Большой Кавказ. Это разделение, очевидно, принципиально отличается (прежде всего по своей реологии) от геометрически сходного раздела между Памиром и Тянь-Шанем (имеются в виду Таджикская впадина и Таримский массив). С северной, фронтальной, стороны поднятие Большого Кавказа также ограничено обширными и глубокими впадинами - Азово-Кубанской на западе и Терско-Каспийской на востоке, которые развиваются на континентальной коре, но существенно отличаются от Предгималайского, Предальпийского, Предкарпатского, Южно- и Северо-Тяньшаньских и других предгорных прогибов, резко асимметричных, частично погребенных надвинутыми на них горными массивами, с другими особенностями формирования в условиях горизонтального сжатия. Предкавказские же прогибы достаточно плавно сопряжены со сводом Большого Кавказа (здесь нет краевого надвига) и имеют более симметричное поперечное сечение, следовательно, формировались эти прогибы, может быть, не столько в результате горизонтального смятия коры, сколько под влиянием глубинных процессов, которые непосредственно сопряжены с процессами развития смежных Черноморской и Южно-Каспийской впадин.

Таким образом, можно предполагать, что эти процессы, независимые или автономные относительно процессов, вызывающих сближение и коллизию Аравийской и Евра-

зийской плит, по-видимому, блокируют или во всяком случае значительно ослабляют направленное на север давление со стороны Аравийской плиты и течение подкорковых масс, которое может также вызывать деформацию коры.

Более глубоким может быть воздействие на земную кору Русской платформы со стороны Карпатской дуги. Полосу этого воздействия составляют довольно сходные по своим неотектоническим контурам поднятия Украинского и Воронежского выступов, разделяющая их Днепровско-Донецкая впадина и Донецкий кряж. Это достаточно однородная (в неотектонической структуре) система глубинных неоднородностей литосферы, которая сечет платформу в восток - северо-восточном направлении, достигая Урала. Ю.К.Шукин [14], который выделил эту систему, неоднократно ее описывал как активный и сейсмоактивный глубинный элемент структуры платформы, динамически более всего откликающийся на процессы и события, которые происходят в Карпатской области.

По имеющимся данным достаточно определенная и цельная граница между сегментами проявления геодинамического влияния на платформу со стороны Карпат и Кавказа не выделяется, она намечается лишь в западной части (южный край кряжа Карпинского и далее в северном Приазовье и Причерноморье).

Особенность южной половины Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты - активное развитие меридиональных, секущих форм. Прежде всего это известные трансзональные структуры, общие для платформ и орогенного пояса, описанные в работах [12,9,11]. Одна из них - Транскавказское поперечное поднятие. В Северном Предкавказье, в пределах Скифской плиты, оно разделяет Азово-Кубанский и Терско-Среднекаспийский прогибы (Ставропольское поднятие). Резко обозначенный восточный край этого поднятия прослеживается далеко на север вглубь платформы, ограничивая с западной стороны Северо-Каспийскую и Прикаспийскую впадины.

Отметим также широкий пояс субмеридиональных структур и линеаментов, которые секут северный склон и восток Воронежского поднятия и гаснут в субширотной промежуточной полосе, пограничной со Скандинавской геодинамической системой. С этими меридиональными направлениями связана заметная деформация этого поднятия: ступенчатое снижение его к Окско-Донскому субмеридиональному прогибу. Это является причиной своеобразного контура Воронежского поднятия (рис. 1), который значительно отличается от привычного правильного овала геологической границы, подчеркивающей распространение пород кристаллического основания.

Петрологические отличия этих пород в восточной части Воронежского выступа (со-

общение Л.И.Надежки на Международном семинаре "Напряжения в литосфере", Москва, 1994г.) отражают глубинную и, может быть, относительно молодую дифференциацию основания, его повышенную раздробленность, проницаемость и другие особенности, свойственные рассматриваемым меридиональным зонам.

Сопряженно с Транскавказским поднятием к востоку от него развивается Каспийская меридиональная полоса погружений, в пределах которой структуры Кавказского направления значительно редуцированы и подавлены. Эта полоса представлена цепью впадин - Южно-Каспийской, Средне-Каспийской, Северо-Каспийской и Прикаспийской. Первые две образованы в результате интерференции с кавказскими структурами, а все вместе они имеют наложенный характер, агрессивность относительно окружающих структур, особенно структур Урала и Предуралья.

Однако несмотря на прямую пространственную связь с палеозойским Предуральским прогибом, уходящим далеко на север, Каспийская меридиональная система впадин прерывается широтными молодыми структурами Среднего Предуралья, разделяющими здесь две геодинамические системы. Очевидно, рассмотренные транзитные меридиональные структуры, как и указанная выше зона Урало-Оманского линеамента, относятся к образованиям очень глубокого заложения и управляются, вероятно, какими-то своими, пока еще не ясными планетарными механизмами.

Следует остановиться на характере границ между смежными геодинамическими системами. Это более или менее широкие зоны, различающиеся по своей природе, истории, структуре, кинематике и динамике, поэтому каждая граничная зона уникальна. Территория каждой из них находится на самом большом удалении от активной области любой системы и, с этой точки зрения, может считаться наиболее пассивной. Но с другой стороны, именно здесь происходят динамические взаимодействия между смежными системами. Поэтому в таких зонах может проявиться аномальная активность или, во всяком случае, достаточно своеобразное напряженное состояние и самостоятельное структурное выражение, пример тому - центральная часть зоны сочленения Скандинавской и Альпийской (Карпато-Кавказской) геодинамических систем (рис.3).

С этой точки зрения, можно нетрадиционным образом рассмотреть природу Уральской горной системы. Она развивается между континентальными платформенными массивами весьма далеко от каких-либо областей, и причина новейшего горообразования здесь остается неясной. Пока в качестве этой причины рассматриваются некоторые постумные восходящие движения в зоне палеозойской коллизии, скупивания и орогенеза, в которой каким-то образом сохранялись

реликтовые утолщения коры ("корень гор"), и в верхах мантии [2]. Однако подобные древние неоднородности в фундаменте платформ, в том числе молодых, эпипалеозойских, не уникальны. Новейшее же горообразование здесь достаточно уникально. Например, Уральская геодинамическая система, которая показана на рис.1 как самостоятельная, не проявляет активного воздействия на смежные платформы, во всяком случае, оно не является сколько-нибудь далеким, и сама система, по сравнению со всеми другими, аномально узка.

Таким образом, возникает вопрос об Уральских горах как результате взаимодействия Скандинавской и Альпийской геодинамических систем, с одной стороны, и Центрально-Азиатской системы, с другой стороны. Может быть, именно такая геодинамическая структура объясняет и повышенную сейсмичность Среднего Урала, где фокусируется взаимодействие трех систем.

Предлагаемая геодинамическая версия новейшего горообразования на Урале, по существу, не отрицает описанный выше механизм поступного поднятия, но с добавлением источника латерального (очевидно, косого) сжатия, в нем очевидна причина структурной и геоморфологической дифференциации Уральского свода на зоны сопряженных поднятий и впадин, которые можно, вероятно, отождествить с горообразующими складками основания Тянь-Шаня.

Таким образом, в результате исследований определены масштабы, формы и значения динамического воздействия тектонически активных областей на смежные платформы. Они касаются пока только крупномасштабных черт новейшей тектоники и геодинамики рассмотренной части Евразии. Этот уровень обобщения не только подтвердил и дополнил ранее известные данные и выводы по этой проблеме, но и показал всеобъемлющий, глобальный характер этого явления.

Автор не считает, что рассмотренная сторона тектогенеза исчерпывающим образом объясняет все особенности новейших и современных внутриконтинентальных деформаций земной коры. Это - один из многих факторов, где-то решающий, где-то вто-

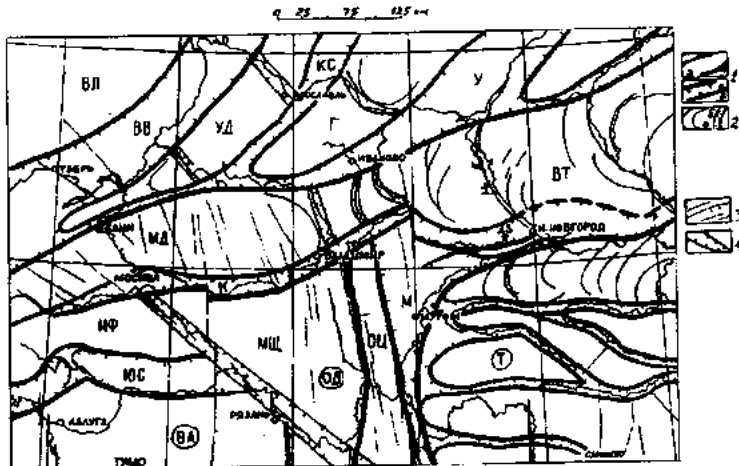


Рис. 3. Структурно-геоморфологический план Московско-Нижегородского района Русской плиты. 1 - обобщенные контуры зон эрозионно-тектонических поднятий и понижений (б); 2 - характерные контуры эрозионного рельефа - структурные линии развивающихся валлообразных тектонических поднятий (а) и, в том числе, антицедентные участки речных долин (б); 3 - линеаменты (гидрографические); 4 - Московско-Рязанская (Москворецкая) линеаментная зона (флексура). Буквами обозначены поднятия: Валдайское (ВЛ), Угличско-Даниловское (УД), Галичское (Г), Московско-Дмитровское (МД), Ветлужское (ВТ), Наро-Фоминское (НФ), Вороневской антиклизы (ВА), Тихомовского свода (Т). Относительно опущенные зоны: Верхне-Волжская (ВВ), Кострома-Сухоноская (КС), Унжинская (У), Клязьминская (К), Юхнов-Серпуховская (ЮС), Окско-Донского прогиба (ОД) (и в его составе Мещерская (МЩ) и Муромская (М) впадины и Окско-Цинский вал (ОЦ))

ростепенный, где-то фоновый. Но в любом случае важно иметь в виду, учитывать и оценивать степень, форму и другие особенности латерального воздействия друг на друга смежных тектонических областей (плит, блоков и т.д.), которые (воздействия) оказываются весьма глубокими (далекими) и эффективными.

Очевидно этот подход - путь к новому пониманию того, где, когда, почему и как развиваются внутриплатформенные деформации земной коры, как глубинные структуры и процессы, а также ранее созданные неоднородности относятся к наблюдаемым деформациям, как внутренние области континентов деформируются под влиянием внешних сил и напряжений, приложенных к ним.

Автор признателен Ю.К.Щукину за длительные и плодотворные дискуссии по обсуждаемой проблеме, которая интересна не только с научной стороны, но имеет несомненное методологическое и прикладное значение для изучения, рационального, эффективного и безопасного практического использования обширных платформенных территорий России.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №93-05-9581).

Литература

1. Арган Э. Тектоника Азии. - М. - Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. - М.: Наука, 1993.

3. Зиглер П.А. Коллизия континентов и внутриплитовые деформации сжатия в Западной и Центральной Европе // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. - Новосибирск: Наука, 1990. - С.9-22.

4. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. - М.-Л.: АН СССР, 1949.

5. Макаров В.И. О горизонтальном смещении по Таласо-Ферганскому разлому на новейшем тектоническом этапе // ДАН СССР. - Т.308 - 1989. - №4. - С.932-938.

6. Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика: Дис. д-ра геол.-минерал. наук. - М.: ГИН АН СССР, 1990.

7. Макаров В.И., Лукина Н.В., Шукин Ю.К. Геолого-тектоническая характеристика Центральных Кызылкумов // Газлийские землетрясения 1976. - М.: Наука, 1984. - С.117-131.

8. Мещеряков Ю.А. Рельеф и современная геодинамика. - М.: Наука, 1981.

9. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. - М.: Недра, 1968.

10. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. - 1990. - №5. - С.81-92.

11. Хаин В.Е. Общая геотектоника. - М.: Недра, 1973.

12. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1947. - №5.

13. Mörner N.-A. The Fennoscandian Uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence // *Geojournal*. - 1979. - V.3. - P.287-318.

14. Shchukin Yu.K. Deep dynamic systems of Northern Eurasia // *Abstr. 11 Intern. Conf. on Basement Tectonics*. - Potsdam, 1994. - P.142-143.

УДК 550.34+500.34(470.6)

© Л.Д.Пруцкая, Н.В.Батурина, Г.Л.Дорогавцева, 1996

Сейсмогидрогеодинамические исследования на территории Северного Кавказа

Л.Д.Пруцкая, Н.В.Батурина, Г.Л.Дорогавцева (СевКавгеология)

Известно, что сейсмические события (землетрясения) являются в основном отражением тектонических процессов и вулканизма, то есть мощных геологических процессов, отличительная особенность которых - спонтанное выделение энергии. Энергия землетрясения - результат резкого высвобождения энергии деформации, накопленной в породах земной коры. При землетрясении с магнитудой (М), равной 5,5, выделяется энергии около 10 эрг, а при взрыве атомной бомбы на атолле Бикини в 1946г. выделилось энергии примерно 10 эрг.

По мнению А.К.Певнева [5,6] предвестником готовящегося землетрясения является закономерный упругий изгиб (искривление) той части сейсмогенного слоя, в которой накапливаются такие деформации. При подготовке сильных коровых землетрясений с М более 5 сейсмогенный слой земной коры (10-25км) упруго изгибается на всю мощность. Длина очага землетрясения с М=6 составляет приблизительно 20км, а с М=5-8км [8]. Уровень предельных упругих смещений (сейсмогенных деформаций) зависит от размера очага: для М=7 - более 1м, для М=6 около 20см, для М=5 - около 4см. С сеймодеформациями связаны аномалии в различных гидрогеофизических полях. Одним из наиболее продуктивных методов оценки текущих изменений напряженно-деформированного состояния крупных блоков литосферы в настоящее время считается гидрогеодеформационный (ГГД) мониторинг, базирующийся на региональном слежении за динамикой подземных вод.

Изменения напряженно-деформированного состояния земли на Северном Кавказе изучаются по 18 постам. Наиболее длинные ряды наблюдений по шести постам достигают 8 лет, наиболее короткие - нескольких недель (по одному посту). Исследования опираются на открытие Г.С.Вартаня-

на и Г.В.Куликова [1], основанное на том, что изменение фильтрационного потока в гидросфере отражает напряженно-деформированное состояние недр, а гидрогеологическая скважина является чувствительным деформометром. Индикатор чувствительности водоносных горизонтов - это их реакция на лунно-солнечные приливно-отливные деформации. Лунно-солнечные вариации уровня подземных вод (УПВ) достигают нескольких сантиметров и сопоставимы с влиянием деформаций 10.

Методика обработки данных по уровням подземных вод заключается в следующем. Первичный фактический материал обрабатывается с целью выявления основных параметров распределения, тренда, сезонности и т.п. По программе MESOSAUR выполняется среднесрочный прогноз уровня подземных вод по тренду и сезонности, а также по модели Бокса-Дженкинса, что позволяет выделить зоны растяжения и сжатия земной коры, на границе которых наиболее вероятны области разрядки напряжений.

Для некоторых землетрясений с М>=5 построены гидрогеодеформационные поля, отражающие изменения напряжения, возникающие перед землетрясением, в момент его и в период релаксации. Построение ГГД-полей проводится по методике приведенных амплитуд, предложенной О.Н.Круткиной, с помощью программы SURFER. По полученным данным, напряжения возрастают за 2-4 дня до момента землетрясения, релаксация происходит в течение 2-3 дней после него. Максимум приведенных амплитуд наблюдается в день землетрясения или за сутки до него. При этом выделяются соответствующие "фоновые" значения приведенных амплитуд. Эту информацию следует использовать для краткосрочных прогнозов землетрясений при соответствующей оперативной постановке работы. Среднесрочные пред-

вестниковые вариации УПВ отслеживаются по многолетним рядам режимных наблюдений конкретных скважин.

За время исследований рассмотрено семь периодов усиления сейсмической активности при землетрясениях с $M \geq 5$, во всех случаях выделены предвестниковые вариации ГГД-поля. Наиболее крупное по энергии катастрофическое землетрясение на Кавказе произошло 29 апреля 1991г. в Северной Грузии (Рачинское). Магнитуда главного толчка составила по различным оценкам от 6,9 до 7,2, глубина очага - 6-14км. В сутки происходило до 250 толчков с меньшей энергией. Ко времени проявления этого землетрясения наблюдательная сеть состояла из 13 постов, достаточно неравномерно распределенных по площади.

Исходя из расстановки скважин, при среднем расстоянии между ними более 100км, максимальная протяженность ГГД-поля этого землетрясения была около 450км. Продолжительность длиннопериодных аномалий до землетрясения составила: по скв. 2-п, удаленной от очага землетрясения на 192км, более четырех месяцев; по скв. 2-р, расположенной в 105км от очага, три месяца; по скв. 823, эпицентральному расстоянию по отношению к которой составило 87км, более месяца.

Краткосрочная аномалия УПВ наиболее контрастно проявилась по скв. 823 за 2,5 суток до землетрясения. Подтверждает достоверность вывода о предвестниковом характере аномалий такой факт: за трое суток до землетрясения была зарегистрирована геофизическая аномалия на Кавминводском прогностическом полигоне методом слежения за естественным импульсным электромагнитным излучением Земли (ЭМИ) [2]. Усиление электромагнитного излучения произошло на частоте 81кГц в высокогорном (2070м) пункте Шиджатмаз на расстоянии 156км от очага Рачинского землетрясения. Процесс генерации аномального ЭМИ - процесс динамический и определяется скоростью нарастания деформаций. В момент землетрясения по первичной записи на диаграммных лентах однозначно диагностируются "мгновенные" повышения - понижения УПВ по скв. 5-рсп - +1,4-7см, по скв. 11-рсп - +0,5-4,6см, по скв. 4-рсп - несколько миллиметров. Эти скважины находятся за пределами теоретически рассчитанного радиуса образования деформаций: скв. 5-рсп в 268км, скв. 4-рсп в 272км, а скв. 11-рсп в 325км от очага землетрясения.

В работе [3] приведены результаты анализа гидрогеодинамических предвестников 41 землетрясения с $M=6,5-7,5$, из которого следует, что 92% гидрогеодинамических аномалий перед сильными землетрясениями наблюдаются на расстоянии до 100км от эпицентра; 83% из них выражены понижениями УПВ, время их проявления в 95% случаев менее одного года.

Перед Рачинским же землетрясением и его афтершоками в краткосрочном плане наблюдалось повышение УПВ по скв. 823, расположенной в 87км от очага землетрясения, а по скважинам, удаленным более чем на 100км, изменения имели специфический характер (нивелирование лунно-солнечных приливов УПВ, мгновенные повышения - понижения УПВ, стабилизация УПВ на определенных отметках), что, видимо, связано с типом деформационной структуры. Пользуясь типизацией деформационных структур, предложенной К.И. Кузнецовой и А.А. Годзицкой [4], очаг Рачинского землетрясения возник у края структуры поднятия вертикального сокращения (раздавливания) при горизонтальном удлинении (окраинная часть Верхне-Рионской окраинной области). Учитывая характер мгновенных аномалий, можно предположить, что они связаны с эффектами газлифта, а, значит, обусловлены в большей мере физико-химическими эндогенными процессами, остальные аномалии связаны со сжатием.

Рассматривая реакцию УПВ на Рачинское землетрясение по конкретным скважинам, их можно условно разделить на три группы: скважины, по которым наблюдались аномалии УПВ, предвещающие землетрясение; скважины, по которым произошли аномалии УПВ в момент землетрясения; скважины, по которым видимая реакция УПВ отсутствовала.

Сходные группы выделяются и в связи с другими землетрясениями или группами землетрясений с $M=5$.

Анализируя изменения УПВ на Рачинское и менее слабые землетрясения с $M>5$, мы сделали вывод, что ГГД-поле Земли динамично и мозаично, что, видимо, определяется как структурно-тектоническими особенностями региона, так и параметрами и механизмом землетрясений (типом деформационной структуры), деформации охватывают большие площади и стремительно нарастают за несколько суток - часов до землетрясения.

Характер сейсмогидродинамических аномалий по форме графической первичной записи определяется структурно-тектонической позицией скважины, деформационными свойствами исследуемых водоносных пород и гидрогеологическими условиями объекта наблюдений.

Имея опыт исследования газогидрохимических показателей [7] на Кавминводском прогностическом полигоне, можно выделить общие черты в проявлении гидрогеологических аномалий. Так, перед землетрясениями по отдельным скважинам наблюдается повышение уровня варьирования некоторых газогидрохимических показателей, а на графиках УПВ встречаются высокочастотные низкоамплитудные вариации; возникают аномалии большей частью импульсно, скачкообразно; существуют периоды, в пределах которых отсутствуют какие бы то ни были ва-

риации исследуемых показателей в течение нескольких часов, суток. Такие типы аномалий, видимо, отражают, с одной стороны, импульсный характер нарастания деформации, а, с другой стороны, свидетельствуют о наличии временных периодов, в которые на отдельных участках существует подвижное геодинамическое равновесие.

С помощью наблюдений за комплексом дополняющих друг друга по информативности гидрогеофизических параметров можно повысить надежность диагностики возникающих аномалий и выделить зоны распространения сейсмодеоформаций.

Анализ карт динамики ГГД-поля рационально использовать для выделения короткоживущих структур деформаций, оценки потенциальной интенсивности землетрясений и ориентировочного времени их возникновения.

Литература

1. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. - Гидрогеодеформационное поле Земли // ДАН СССР. - Т.262. - 1982. - №2. - С.310-314.

УДК 550.343 (470.44)

© В.А.Огаджанов, 1996

К оценке сейсмического потенциала Саратовского участка Поволжья В.А.Огаджанов (НВНИИГГ)

В геоморфологическом отношении район исследований находится в пределах Приволжской возвышенности. Возвышенность расположена на правобережье Волги и имеет форму эллипса, большая ось которого вытянута в северо-восточном направлении. С севера к возвышенности примыкает Верхне-Волжская низменность, с запада и юго-запада - Окско-Цнинская низменность, с востока - Заволжская низменность. Последняя отделяется от Приволжской возвышенности руслом Волги. Величина горизонтального градиента рельефа земной поверхности в зоне сочленения Приволжской возвышенности и Заволжской низменности максимальна для региона и составляет 20-30м на десять километров при перепаде абсолютных отметок рельефа 125-175 м. Область высоких градиентов рельефа трассирует русло р.Волги от Волгограда до Ульяновска, в пределах Саратовского участка Поволжья имеет место относительное увеличение горизонтального градиента рельефа. Положение Приволжской возвышенности совпадает с расположением максимальной для территории региона аномалии новейших тектонических движений, значения амплитуд которой на данном участке достигают 800м против 100-200м в пределах Заволжской низменности. Зонам высоких градиентов изоморфны новейших тектонических движений соответствуют разломы. Наиболее выражены по активности в новейшее время и амплитудам смещения - Волжский и Елшано-Сергиевский раз-

2. Здоров А.Г., Матвеев И.В., Моргунов В.А., Рахмин Е.П. Электромагнитный предвестник Джава-Рачинского землетрясения 29.04.1991 по наблюдениям на Кавминводском полигоне // ДАН. - Т.323. - 1992. - №2.

3. Киссин И.Г., Гриневский А.О. Основные свойства гидродинамических предвестников землетрясений // Водные ресурсы. - 1992. - №3. - С.36-39.

4. Кузнецова К.И., Годзиковская А.А. Парадокс возникновения очагов сильных землетрясений на фоне низкой сейсмической активности // ДАН. - Т.336. - 1994. - №1. - С.103-106.

5. Певнев А.К. Прогноз землетрясений - миф или реальность // Геодезия и картография. - 1990. - №8.

6. Певнев А.К. Пути прогноза землетрясений // Геодезия и картография. - 1990. - №11.

7. Пруцкая Л.Д. Влияние сейсмичности на гидрохимическую обстановку района Кавказских Минеральных Вод: Канд. дис. - М: МГРИ, 1990.

8. Резниченко Ю.В. Размеры очага нового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. - М.: Наука, 1976. - С.9-27.

ломы. Анализ распределения мощностей различных стратиграфических комплексов и взаимного их смещения вдоль плоскостей разломов, составляющего 500-700м, дает основание считать, что интенсивные тектонические движения, начавшиеся на рубеже палеозоя и мезозоя, продолжались и позже, обусловив дальнейшее развитие разрывных нарушений вплоть до голоценового времени (рис.1). Наиболее дислоцирована прилегающая к Волге правобережная зона в полосе шириной 20-30км.

Основные дислокации: Саратовские, восточная часть Елшано-Сергиевской, Колотовские простираются с юго-запада на северо-восток, отражая тем самым общие тенденции современного тектонического режима, связанные с развитием и активностью структур данного направления. В своем юго-западном продолжении, уже на территории Волгоградской области указанные активные разломы разграничивают субмеридионально вытянутую систему горстов и грабенов кристаллического фундамента, движением которых на современном этапе обусловлена сейсмичность территории. Здесь произошли Волгоградское - 1990г. и Камышинское - 1991г. землетрясения с оценочными значениями магнитуд порядка 4. Оценки же амплитуды возможных землетрясений по вертикальной амплитуде смещения активных разломов (рис.1), проведенные в эпицентральной зоне Камышинского землетрясения, дают основание для оценки потенциала территории с магнитудой не менее 6.

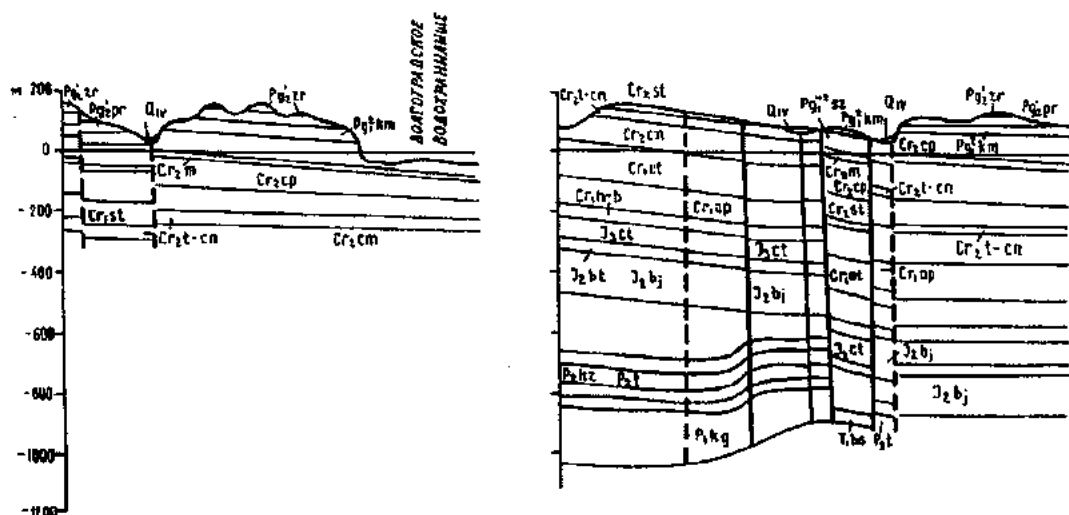


Рис.1. Геологические профили через активные разломы Волгоградско-Саратовского Поволжья

Высокий сейсмический потенциал территории связывается с деформированием высокоплотных, с большим запасом энергии пород кристаллического фундамента. При объяснении механизма деформирования кристаллической коры следует, очевидно, исходить из возможности разуплотнения вещества литосферы и его адвективных движений, приводящих к формированию коровых и мантийных диапиров. Такие участки уверенно выделяются по характерному строению отдельных поверхностей раздела земной коры и мантии, аномалиям гравитационного поля и электропроводности. Наиболее вероятно наличие корового диапира в зоне Аткарского горста (рис.2).

Чтобы оценить интенсивность сотрясений от возможного очага землетрясения, обусловленного воздействием корового диапира, важно определить его глубину. Для этого НВНИИГГ совместно с ЦРГГИ "Геон" в пределах рассматриваемого региона в 1995г. начаты работы по изучению местной сейсмичности с аппаратным комплексом "Черепаха". На начальном этапе исследований выполнена расстановка станций в рекогносцировочном варианте на расстоянии до 50км от возможной сейсмогенной структуры. После получения первых данных о регистрации местных землетрясений стало понятно, что сейсмоактивный район расположен в зоне сочленения активных структур Елшано-Сергиевского грабена и Саратовских дислокаций, поэтому на данном участке сеть станций была сгущена.

В течение трех месяцев сейсмологических наблюдений было зарегистрировано более ста землетрясений. Идентификации землетрясений, зарегистрированных Саратовской сетью сейсмических станций, проводилась путем сопоставления со сводками и оперативными каталогами ОМЭ ОИФЗ РАН. В результате сейсмические события услов-

но классифицированы на далекие, близкие и местные. Далекие события - это землетрясения, произошедшие на расстоянии от первых тысяч километров и более, отмечаются только по вступлению S-волны. Близкие - это землетрясения, произошедшие на расстоянии от 2000км и ближе, отмечаются по ясно выраженным вступлениям P и S волн с разницей прихода до 100с. И, наконец, местные - события с разницей прихода P и S волн от одной до нескольких секунд.

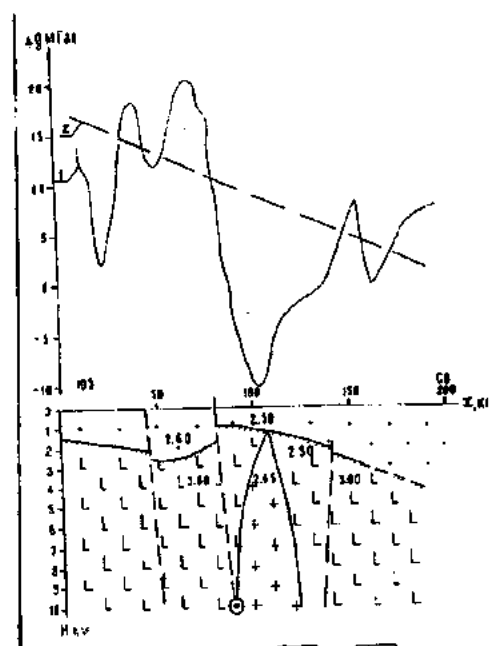


Рис.2. Модель очага землетрясения Аткарского горста; а-осадочные породы, б-породы кристаллического фундамента, в-глубинный диапир, г-очаг землетрясения; 1-аномалия гравитационного поля, 2-региональный фон. На разрезе цифрами показаны значения плотности

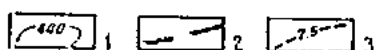
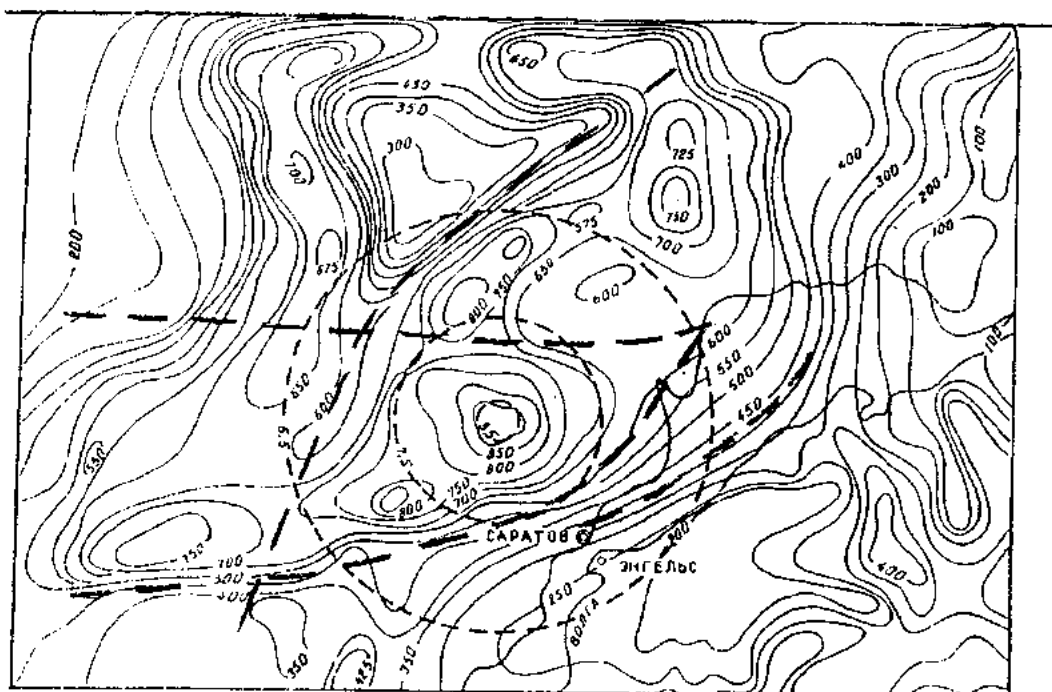


Рис.3. Моделирование изосейст вероятного землетрясения Аткарской зоны ВОЗ. 1-изолинии амплитуд новейших тектонических движений по В.Я.Воробьеву, Ю.В.Горшкову, В.Н.Зайонцу и др (1981г.); 2-активные разломы; 3-изосейсты возможного землетрясения

По результатам оценок, основанных на анализе разницы прихода Р и S волны, возможны неглубокие (6-10км) очаги местных зем-

трясений. Расчеты интенсивности вероятных землетрясений, проведенные по уравнению макросейсмического поля, позволяют сделать вывод, что при таких глубинах очагов и $M=6$ J_0 может быть более 8 баллов (рис.3).

УДК 550.34:551.243.8(470.41)

© И.Х.Кавеев, И.А.Исхаков, В.Ю. Булгаков, 1996

Геологические особенности местных землетрясений Волго-Камского края

И.Х.Кавеев, И.А.Исхаков, В.Ю. Булгаков

(Фонд геоинформ РТ, ПО "Татнефтегеофизика")

Повышенный интерес вызывают местные землетрясения в виде толковых тектонических движений Волго-Камской антеклизы [1-4,6-7].

На интенсивно разрабатываемом Ромашкинском месторождении нефти Южно-Татарского свода они вначале воспринимались как чисто техногенные. В результате разносторонних исследований установлена геологическая связь эпицентров этих землетрясений с мобильными тектоническими зонами, предрасположенными к современной сейсмической активности. Техногенные воздействия при нефтедобыче не являются первопричиной, а могут служить лишь спусковым механизмом, способствующим нарушению природного равновесия и освобождению энергии тектонических напряжений сжатия [6,7].

Эпицентры приурочены к активизированным разломам древнего заложения, которые отражаются в гравитационных и магнитных полях, в структуре кристаллического фундамента. Признаки новейшей и современной активности выражаются контрастными движениями земной поверхности и резкими отклонениями-сдвигами русел рек при пересечении тектонической дислокации.

В основе многих наблюдавшихся здесь сейсмических толчков лежат современные тектонические процессы, обусловившие накопление в блоках земной коры значительных напряжений, близких к пределу прочности. Вместе с тем выявлена взаимосвязь во времени сейсмического режима и интенсивности нагнетания жидкости на площадях над очаговой зоной землетрясений. Интенсивная закачка жидкости в пласты и последующее

ее проникновение в трещины кристаллического фундамента способствуют разрядке накопленных тектонических напряжений.

Установлено, что существенно влияют на современную геодинамику горизонтальные движения. На одном из сейсмоактивных участков в скважинах зафиксированы повышенные значения радиоактивности, в процессе эксплуатации произошли осложнения: смятие обсадных колонн на уровне кыновского горизонта в нагнетательных скважинах. Выявлена [4] тесная связь смятий обсадных колонн скважин с характером распределения сейсмотектонической активности. На локализованную зону сейсмоактивности приходится 90% смятий колонн от общего числа по всей обширной территории Ромашкинского месторождения. Следовательно, сейсмотектонические факторы - причина нарушения целостности обсадных колонн.

Анализ искривлений стволов скважин показал, что их направление определяется прежде всего геолого-тектоническими факторами - это трещиноватость, закономерно ориентированная в толще карбонатных пород нижнефранского подъяруса, и тектонические нарушения. Оказалось, что и речные долины на площади Ромашкинского месторождения совпадают с северо-восточной тектонической трещиноватостью.

В процессе эксплуатации Ромашкинского месторождения при выработке нефти увеличивается ее удельный вес. На этом фоне выделяются аномальные участки "вторичной" природы с легкими нефтями и пониженными давлениями, приуроченные к разломным зонам. Блоки современных поднятий и опусканий характеризуются относительно стабильным геодинамическим режимом. Их разделяющие разломные зоны обладают повышенной тектонической активностью, что определяет положение зон повышенной трещиноватости осадочного чехла. Здесь возможно проникновение легкой нефти с глубины в верхние горизонты. Высокая раздробленность и трещиноватость не только у жестких коллекторских пород (песчаников, известняков), но и у более мягких пластичных глин, а флюидно-газовая фаза имеет существенное значение в процессе разгрузки или переориентации напряжения, поскольку облегчает смещения по разрывам. Из работы [10] следует, что при превышении критического давления нагнетания воды происходят раскрытие естественных трещин, а также фильтрация жидкости с начальным градиентом сдвига. В нагнетательных скважинах закачиваемый агент распределяется преимущественно в определенном направлении - вдоль зоны разрыва, а в скважинах, прошедших через активизированные разрывы, происходит смятие обсадных колонн.

На Ромашкинском месторождении прослеживается тесная связь во времени процессов обработки и активизации сейсмичес-

ти, но они еще недостаточны для установления причинно-следственных связей.

Исследования сейсмического режима продолжают комплексом методов: геологических, геофизических, геоморфологических, сейсмологических, аэрокосмических и геодезических. В общих чертах изучены тектоника, определены зоны контрастных современных вертикальных движений земной коры, к которым приурочены потенциально сейсмогенные активные разломы и раздробленные зоны в кристаллическом фундаменте. По результатам анализа геологических и геофизических наблюдений с привлечением данных глубокого бурения сделано предположение, что наибольшую активность следует ожидать от разломов северо-восточного простирания, а также от миграции сейсмичности по системе субмеридиональных и дуговых разломов. По наблюдениям 1986-1989 гг. и 1992 г. повышенная активность была у северо-восточных разломов, а в 1990-1991 гг. и 1993 г. активизируется система субмеридиональных разломов.

Предположения о предстоящей сейсмической активности основываются на многих факторах, среди которых периодичность и миграция очагов местных землетрясений. Наблюдается сейсмическая активизация северных площадей Ромашкинского месторождения и ее миграция на юго-запад к городу Альметьевску, где возможна серия крупных сейсмических событий или одномоментная реализация накопленных напряжений - землетрясение. Здесь новейшая тектоника изучается методами морфоструктурного анализа в комплексе с дешифрированием аэрокосмических снимков, изучение направлено преимущественно на выделение разломов, активных в новейшее время. Геолого-геоморфологическими исследованиями определено, что каждый из таких разломов отражается в современном рельефе и речной сети. По полученным результатам можно предполагать, что в зонах контрастных движений блоки фундамента соприкасаются с различными плотностями пород.

В Нижнекамской мобильной зоне Прикамского глубинного разлома местные землетрясения достаточно ощутимо фиксировались неоднократно. Так, 27 апреля 1989 года сильные толчковые движения ощущались по линии Елабуга-Бехтерево-Менделеевск (5-6 баллов) в зоне северо-восточного разлома. Очаг землетрясения по макросейсмическим данным предварительно оценивался глубиной 8 км. В последующем после обработки инструментальных данных глубина очага оценена в 2 км. Эпицентр следующих толчков 12 октября с очагом на глубине 2 км сместился на 15 км юго-западнее по этой же зоне разлома. Продолжение релаксации напряжений этой зоны зафиксировано еще землетрясением у города Набережные Челны с силой толчков до 5 баллов и глубиной очага

2-3км в тектоническом сместителе Усть-Икского надвига.

По материалам проводимых "Татнефтефизикой" сейсмических исследований, наиболее вероятная глубина очагов землетрясений здесь составляет 3-5км. При максимально возможной здесь магнитуде землетрясений 4,5 и глубине очага 5км, максимальная интенсивность землетрясений на дневной поверхности оценивается [4] в 7-7,5 баллов по шкале МСК-64. Построены изосейсты землетрясений, вытянутые в северо-восточном направлении по разлому, за пределами которого сейсмический эффект резко затухает. Установлено, что в результате землетрясений наиболее сильную деформацию испытали Елабужские приразломные участки.

Ранее [5] описана надвиговая динамика Елабужского разлома, в зоне которого фундамент интенсивно раздроблен и сложен линейными блоками (тектоническими пластинами) с протяженными полосами бластомилонитов. С разломами связаны полосовые аномалии градиентов силы тяжести. Максимумы совпадают с внедрениями по разрывам магматических пород, базальтовых порфиритов, габбро-диабазов и телами амфиболитов. В осадочном чехле фронтальные разломы надвигов отражаются линейными зонами повышенной тектонической трещиноватости, а на дневной поверхности - сейсмической активностью.

Сейсмичность возбуждается здесь и Нижнекамским водохранилищем. Из литературы известно, что возбужденные местные землетрясения связаны именно с водохранилищами, расположенными в платформенных слабосейсмических областях на окраинах платформ (плотина Койна в Индии, Ассуан в Египте). Сейсмически спокойной считалась территория Индии у плотины Койна на кристаллическом щите с разломами, сдвигами, надвигами. Слабые толчки с магнитудой до 3,7 около плотины стали ощущаться с 1964г. сразу после заполнения водохранилища. 13 сентября 1967г. произошел сильный толчок магнитудой 6,4 с эпицентром недалеко от плотины. Вновь в 1980г. зарегистрированы три местных землетрясения магнитудой более 4.

Как показано в работах [8,9], возбужденная сейсмичность проявляется не далее 20км от водохранилищ на глубине 0-5км, чаще на уровне землетрясений $K=8$. Увеличение слабой сейсмичности в зонах водохранилищ происходит за счет накопленной энергии при напряженном состоянии среды - сдвиг, надвиг.

У землетрясений Нижнекамской мобильной зоны есть примечательные особенности, которые известны по зарубежной литературе и им уделяется важное значение. Во-первых, при местных землетрясениях активными движениями охватываются отдельные протяженные сегменты разлома, но ширина деформируемой зоны ограничена. Во-

вторых, установлено, что очаги землетрясений, приуроченные к различным частям сместителя надвигов, имеют различную глубину. Перемещение очага во времени и глубине в погруженной части надвига к приповерхностной части - результат импульсивных подвижек вследствие последовательных сейсмических событий. Учитывая сближенность во времени землетрясений в зоне надвигов, сейсмотектонический процесс здесь, по нашему представлению, развивался в 1989г. следующим образом. Часть накопленной энергии недр релаксировалась толчком 27 апреля 1989г., приведшим в движение блок по плоскости надвига. Процесс релаксации в апреле не был завершен, передав значительную долю напряжений ближе к фронтальной части системы надвигов, где в дальнейшем зафиксированы сейсмические толчки вдоль Елабужского (12 октября) и Усть-Икского (11 ноября) фронта надвигов.

По нашей модели сейсмических событий в комплексе с материалами глубокого бурения геологических структур разломно-надвиговой тектоники установлена определенная связь местных землетрясений с современной геодинамической активностью Нижнекамской мобильной зоны дислокаций, развивающейся под действием сил сжатия.

Литература

1. Ананьин И.В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Вопросы инженерной сейсмологии. - М.: Наука, 1988. - Вып. 29. - С. 119-124.
2. Булгаков В.Ю., Кавеев И.Х. Землетрясения Нижнекамской зоны надвиговых дислокаций // Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых: Тезисы докладов. - Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. - С. 126-127.
3. Булгаков В.Ю., Кавеев И.Х. Изучение современных тангенциальных тектонических движений фундамента по данным геоморфологического анализа // Структурная геология, геофизика и нефтегазоносность. - Уфа: БНЦ УрО РАН, 1991. - С. 67-77.
4. Исхаков И.А. Сейсмичность востока Татарии // Экспертиза геолого-гидрогеологических и тектонических условий площадки Татарской АЭС и прилегающих районов. - Альметьевск, 1991. - С. 33-35.
5. Кавеев И.Х. Надвиговая природа Елабужского вала Северо-Татарского свода Восточно-Европейской платформы // Пути повышения эффективности геолого-разведочных работ. - Бугульма, 1987. - С. 149-152.
6. Кавеев И.Х., Булгаков В.Ю. Тектонические особенности зоны местных землетрясений Татарского свода // Шарьирование и геологические процессы. - Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1989. - С. 78-79.
7. Кавеев И.Х., Булгаков В.Ю. Тектоника и предрасположенность к землетрясениям зоны строительства Татарской АЭС // Экспертиза геолого-гидрогеологических и тектонических условий площадки Татарской АЭС и прилегающих районов. - Альметьевск, 1991. - С. 36-40.
8. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе Нурекской ГЭС / К.М. Мирзоев и др. // Сейсмогеологические исследования в районах строи-

тельства крупных водохранилищ Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1987. - С.101-119.

9. Мирзоев К.М. Материалы совещания научной группы НАТО в Москве по вопросам влияния инженерной деятельности человека на

УДК (550.83:550.34):553/98

© Коллектив авторов, 1996

сейсмичность. - М., 12-15 ноября 1994.

10. Муслимов Р.Х. Влияние особенностей геологического строения на эффективность разработки Ромашкинского месторождения. - Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1979.

Геолого-геофизическое обоснование сейсмогенных зон Татарстана

В.П.Степанов, К.М.Мирзоев, Р.Х.Муслимов, Н.С.Гатиятуллин, Е.А.Тарасов
(АО "Татнефть")

В соответствии с нормативной картой сейсмического районирования СССР (1978г.) [12] территория Татарстана отнесена к асейсмичной зоне (ниже 6 баллов). Однако только за последние годы, начиная с 1982г., с началом работы сейсмических станций в районе Ромашкинского месторождения нефти, здесь зарегистрировано более 500 землетрясений, из которых около 20 толчков были ощутимы, их интенсивность 3-6 баллов. Часть из них могла достигать по расчетным данным 7-балльной интенсивности в эпицентральных зонах вследствие малых глубин очагов землетрясений. Самое сильное землетрясение имело энергию 11-го энергетического класса К (1991г., магнитуда равна 3,8) [13].

Из истории известны землетрясения, произошедшие на территории Татарстана. Три из них произошли в районе г.Казани (1845г., 1865г., 1909г.), одно в Елабуге (1851г.) и одно в районе городов Бугульма, Альметьевск (1914г.) [12]. Судя по макро-сейсмическим историческим сведениям, землетрясения территории Татарстана имеют различную природу. Часть из них по данным И.В.Ананьева и А.А.Никонова являются

тектоническими, а некоторые могут быть обвальными (карстовыми), оползновыми и т.д. Судя по каталогу Русской платформы, составленному Институтом физики Земли РАН, магнитуды этих землетрясений находятся в пределах 3-4 [9].

Особую природу, по-видимому, имеют землетрясения, происходящие в настоящее время на территории Ромашкинского месторождения нефти. Сейсмичность активизировалась здесь в начале 80-х годов, что вероятнее всего связано с интенсивной добычей нефти, особенно с закачкой воды, которая ведется под большим давлением, превышающим естественный уровень давления внутри земной коры на глубинах около 1,5км. Глубина большинства очагов зем-

летрясений находится здесь в пределах 2км (рис.1). Относительно высокая сейсмичность в районе месторождения в последние десятилетия вероятнее всего является результатом нарушения неустойчивого равновесия напряжений в земной коре, создания условий, облегчающих высвобождение исторически накопленной и подпитываемой в настоящее время энергии продолжающихся тектонических процессов.

Согласно работе [12], на территории Русской платформы выделяются три крупные области сравнительно повышенной сейсмической активности, среди которых наибольший интерес для нас представляют области восточной части Воронежского массива с Украинским щитом и Среднего Урала с Предуральем. Эти зоны объединяются в единую зону, названную Азово-Среднеуральской [12]. В общем плане эта зона простирается от Северного Приазовья до Северного Приуралья через Нижнее и Среднее Поволжье, Татарстан, Пермское Прикамье. По данным В.А.Трифоновой, В.И.Уломова, Н.В.Шебалина, полученным в процессе разработки новой нормативной карты сейсмического

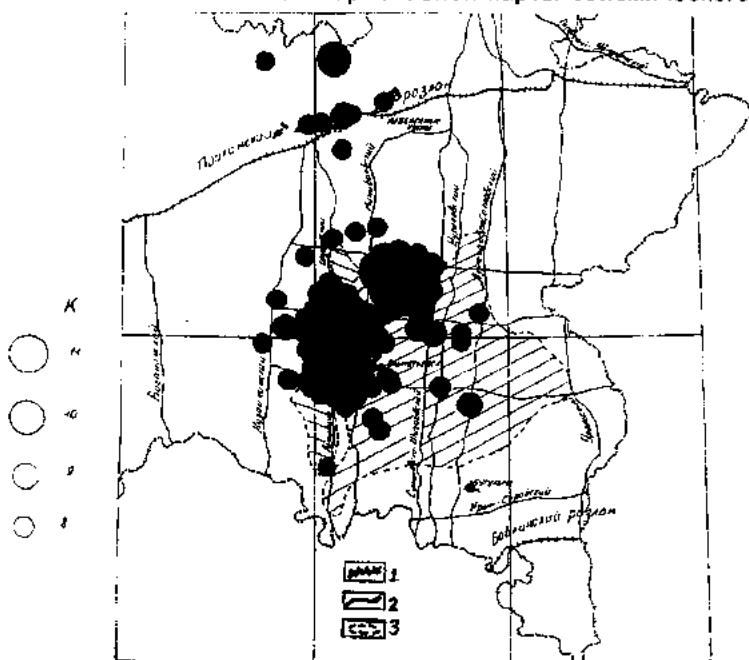


Рис.1. Карта эпицентров землетрясений района Ромашкинского месторождения нефти с $K \geq 3$ за 1982-1994 гг. Разломы: 1- региональные, 2- внутризональные, 3- Ромашкинское месторождение

районирования территории России, эта зона выделяется в виде крупного сейсмогенного домена, который проходит через Татарстан, занимая практически половину его территории от центральной части к югу, включая территорию Ромашкинского месторождения нефти. В пределах этого домена на территории Татарстана максимально возможная магнитуда равна 4,5. В то же время, по данным С.Л. Юнга, А.Ф. Грачева, Ш.А. Мухамедиева [8], максимальное возможное землетрясение в этой части территории достигает величины 5,4 балла. Остальную территорию Татарстана в соответствии со схемой сейсмоактивных доменов эти авторы относят к территориям меньшей сейсмической опасности с максимальными возможными магнитудами от 4 до 5,2. Если учесть историческую сейсмичность на территории Татарстана, то на наш взгляд, максимальные возможные землетрясения здесь должны иметь какие-то промежуточные значения между приведенными выше оценками.

При слабой геолого-геофизической изученности территорий и невысокой сейсмической активности, сейсмическое районирование можно проводить в первом приближении на принципе осредненной (рассеянной) сейсмичности по большому сейсмогенному домену, допуская возможность максимального возможного землетрясения в любой точке данного домена. Однако хорошо известно, что сильные землетрясения не могут возникать в любом месте, они, как правило, приурочиваются к определенным геологическим разломным структурам. То есть при крупномасштабных геологических процессах регионального плана, что имеет место на территории Русской платформы и подтверждается единым направлением осей сжатия и относительного растяжения на всей ее территории [8], наибольшие тектонические движения, и в том числе быстрые дислокации, вызывающие землетрясения, могут происходить в зонах ослабленной прочности земной коры, то есть в зонах разломов, в местах их временных "зацепок" и концентрации напряжений. В зонах разломов, где скользящие поверхности свободны от "зацепок", происходят усиленные пластические деформации, что видно из исторического прошлого, то есть общий принцип или закон "где слабо, там и рвется" остается в силе. Поэтому совершенно естественно привязывать максимальные возможные землетрясения в пределах крупных доменов не ко всей его площади, а к основным крупным живым разломам, выделяя вдоль них менее широкие сейсмогенные зоны. Эти отступления, по-видимому, были бы здесь не уместными, если бы не было в настоящее время попыток привязывать сильные землетрясения не к зонам разломов, а к внутриблоковым пространствам, прочность которых значительно выше прочности зон разломов, включая участки временных "зацепок".

Такой подход позволяет дифференцировать сейсмическую опасность в пространстве, уменьшая тем самым площадь возникновения максимальных сотрясений земной поверхности. Но в местах, где доминирующих глубинных разломов нет, и где есть серия равнозначных внутризональных близко расположенных друг к другу более мелких разломов, для которых невозможно в отдельности определить статистику возникновения землетрясений разной энергии, для таких территорий сейсмическое районирование и расчеты вероятности возникновения землетрясений разной силы возможны на принципе рассеянной (площадной) сейсмичности.

Для обоснования выделения сейсмогенных зон Татарстана был проанализирован геолого-геофизический материал, накопленный в процессе проведения нефтепоисковых работ - это данные аэромагнитной, гравиметрической съемок, сейсморазведки, глубинных сейсмических зондирований, петрофизических исследований.

Очаги коровых сильных землетрясений приурочены, как правило, к длительно развивающимся разломам, проявляющим активность в различные фазы тектогенеза и в новейшее время [1]. Как показывает опыт работ, при выделении сейсмогенных разломов важное значение имеют зоны полосовых аномалий геомагнитного поля и высоких горизонтальных градиентов силы тяжести.

В Татарстане преобладают изометричные и полосовые аномалии ΔT_a [5,14-16,21] (рис.2). Первые, обычно значительны по площади, встречаются как изолировано, так и в виде различных, порой сложных систем. Большинство их асимметрично по форме с односторонним минимумом. Полосовые магнитные аномалии простираются на многие километры, а их интенсивность колеблется в широких пределах. Эти аномалии связываются с разломами в фундаменте, с простиранием его складчатости [5,17,21].

Полосовые аномалии, образованные сопряженными максимумами и минимумами ΔT_a , характеризуют глубинные взбросы и надвиги, как и Чистопольско-Ижевско-Гомошурминские, отображающие Прикамский разлом фундамента [17].

Считается, что более сейсмичными являются надвиги, взбросы, сдвиги [1]. Поскольку разломы в Татарстане слабо изучены глубоким бурением, они выделялись и классифицировались по геодинамическим признакам по данным аэромагнитных съемок [6].

Гравитационное поле в пределах территории Татарстана существенно различается по своей структуре. Много участков с максимумами силы тяжести, кроме них прослеживаются и минимумы. Различное расположение максимумов и минимумов аномалий силы тяжести обусловило на отдельных участках появление зон высоких горизонтальных градиентов силы тяжести. К послед-

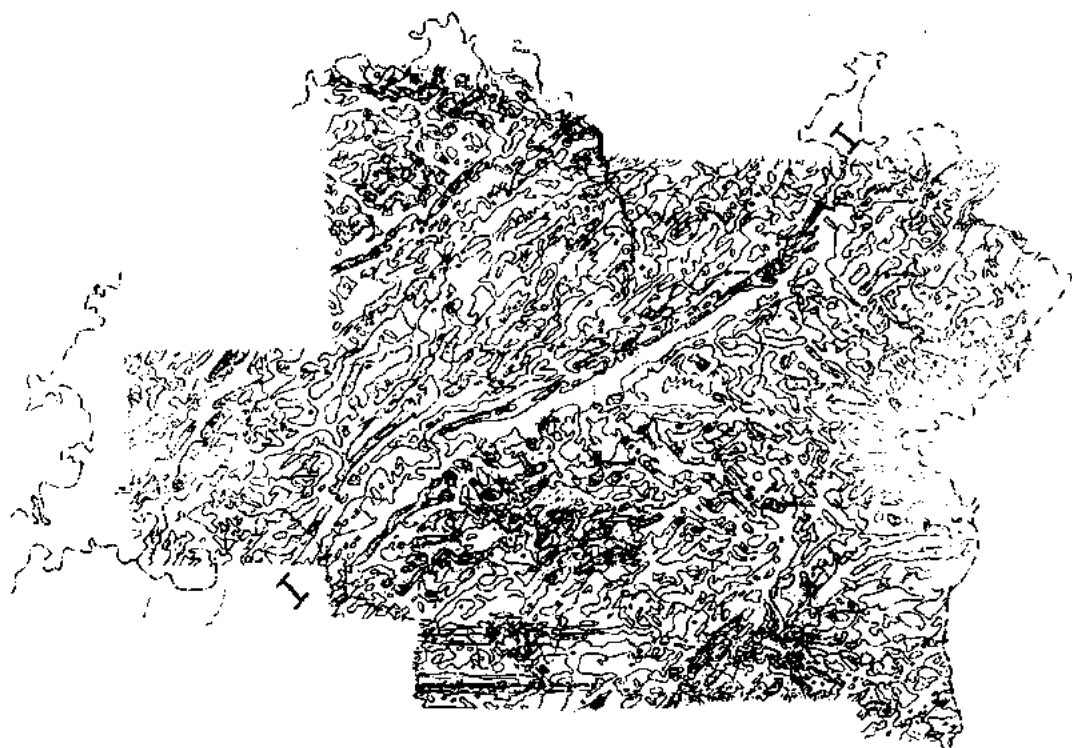


Рис.2. Карта локальных аномалий геомагнитного поля Татарстана [16]. 1-1 - зона глубинного Прикамского разлома

ним А.Г. Салихов относит те участки аномального поля, где интенсивность изменения ускорения силы тяжести на всем протяжении профиля длиной в 6 км равна или больше $0,9 \text{ мГал/км}$ [11]. Расстояние в 6 км по профилю при определении величины горизонтального градиента было принято с расчетом исключения случайных ошибок, вносимых в исходный материал за счет погрешностей измерений. Расчеты показали, что вычисления по профилю на базе более 6 км дают заниженные значения параметров, а профиль на базе менее 6 км не определяет величину градиента с достаточной точностью. За нижний предел высоких значений горизонтальной производной силы тяжести было принято значение $0,9 \text{ мГал/км}$.

В пределах Татарстана выделяется несколько зон высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, из которых особо следует выделить Каракулино-Агрызско-Осмешайскую зону, ограничивающую восточный борт Татарского свода и названную нами Главным Удмуртским разломом, вдоль которой прослеживаются широкой полосой 25-30 км эпицентры микроземлетрясений, зарегистрированные станцией "Земля" [10]; Бавлинско-Туймазинскую зону высоких градиентов силы тяжести, рассматриваемую как Бавлинско-Серафимовский фрагмент Исаклинско-Бавлинско-Серафимовского глубинного разлома, в пределах которого также зарегистрированы эпицентры слабых землетрясений; Чердаклинско-Базарно-Матакско-Мамыковскую зону градиентов, идентифицируе-

мую с юго-западным продолжением Прикамской зоны разломов, в которой, включая ее оперения, были зарегистрированы ощутимые местные землетрясения в районах городов Елабуга, Менделеевск и п. Бехтерево.

Таким образом, сейсмогенные разломы территории Татарстана выделяются по аномалиям аэромагнитных полей, по данным региональной гравитационной съемки по методикам, опубликованным в работах [2-5, 6, 11, 14-17]. Составлена карта глубинных региональных и внутризональных разломов Татарстана с основными структурными элементами кристаллического фундамента (рис.3). В этой статье охарактеризованы важнейшие сейсмогенные разломы.

Алькеевско-Пичкассский разлом (рис.3,Г) берет свое начало в Самарской области, прослеживается на северо-восток в Татарстан, являясь юго-западной границей Татарского мегаблока фундамента. Разлом имеет большую протяженность, относится к глубинным разломам, заложенным в фундаменте и подновленным молодыми тектоническими движениями. При сейсмогеологических наблюдениях по профилю ГСЗ "Тетюши-Иглино" в зоне этого разлома зарегистрированы очаги слабых землетрясений, это результат продолжающейся здесь активности земной коры.

В локальном магнитном поле он отображается положительными аномалиями интенсивностью от 20 до 70 нТл. В гравитационном поле разлом выражен в виде высоких горизонтальных градиентов (ступени уступа, наклоненного на юго-запад). В локаль-

ном поле аномалий силы тяжести он отражается цепочкой сопряженных полосовых и отрицательных аномалий интенсивностью от -0,3 до -0,7 мГал. Эта ступень характеризует контакт пород различного состава и плотности фундамента, дефицит плотности на контакте пород фундамента и рифейских отложений, вскрытых на Алькеевской и Пичкаской площадях на глубине 1857 м. По данным электроразведки методом ЗСДЗ он отмечается аномальным характером графиков $\rho_{\tau_{\text{мн}}}$. Падение магнитоактивных пород, внедрившихся по зоне разлома, происходит на юго-запад, в направлении грабенообразного прогиба, образованного вдоль Алькеевско-Пичкаского разлома. Амплитуда опускания блоков фундамента в этом прогибе составляет 300 м. В осадочном чехле по кровле сакмарского яруса перми разлом выражен террасой с амплитудой 50 м с падением на северо-восток в сторону, противоположную падению по фундаменту. Вдоль разлома прослеживаются увеличенные мощности (от 100 до 240 м) неогеновых отложений. Здесь образуется градиент мощности с падением на юго-запад, соответствующий уступу в кристаллическом фундаменте. Различное направление падений уступов по фундаменту, по поверхности сакмарского яруса перми и неогеновых отложений кайнозоя свидетельствует о смене (инверсии) движений блоков пород вдоль Алькеевско-Пичкаского разлома в течение фанерозоя. Этот факт и продолжающийся процесс активизации земной коры в настоящее время дают основание предполагать здесь возникновение местных землетрясений, а разлом отнести к категории сейсмогенных.

По оценкам В.А.Трифонов, В.И.Улова, Н.В.Шебалина, в зоне расположения Алькеевско-Пичкаского разлома возможны максимальные землетрясения с магнитудой, равной 5, а по данным С.Л.Юнги, А.Ф.Грачева, Ш.А.Мухамедиева - с магнитудами 5,2 [8].

Удмуртский разлом (рис.3, Д) прослеживается на северо-востоке Татарстана и является северо-восточной границей Татарского мегаблока фундамента. Основная часть его располагается в Удмуртии, поэтому он был назван Главным Удмуртским разломом [17]. В гравитационном поле разлом отображается Каракулинско-Киясовско-Агрызской зоной высоких горизонтальных градиентов. Разрывное нарушение в фундаменте по данным сейсморазведки КМПВ и электроразведки методом ТТ выражается смещением его

поверхности с амплитудой до 400 м. Приподнятая часть Татарского свода, ограниченная Удмуртским разломом от опущенного Камско-Бельского авлакогена, характеризуется зоной перехода от максимума к минимуму второй производной вертикальной составляющей силы тяжести. Прилегающая часть Камско-Бельского авлакогена отмечается минимальными значениями этой производной, что обусловлено дефицитом плотности на контакте раздела фундамента с рифейскими отложениями. По виду кривая второй производной силы тяжести интерпретируется как надвиг пластины фундамента на ри-

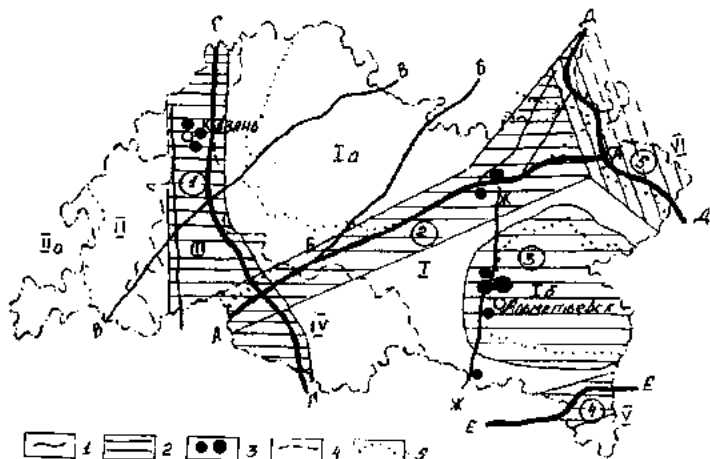


Рис.3. Карта глубинных разломов и сейсмогенных зон Татарстана. Условные обозначения: 1 - глубинные разломы; 2 - сейсмогенные зоны; 3 - эпицентры землетрясений с магнитудами в пределах $M=3-4$; 4 - границы сводовых поднятий; 5 - границы структурных элементов. Структурные элементы: 1-Татарское сводовое поднятие; 1а-Северо-Татарский свод; 1б-Южно-Татарский свод; II-Токмоуское сводовое поднятие; IIа-Чувашский (Канадский) свод; III-Казанская впадина; IV-Мелекеская впадина; V-Серноводско-Абдуллинская впадина; VI-Верхнекамская (Камско-Бельская) впадина. Разломы: А-Прикамский; Б-Дигитино-Можгинский; В-Кокарско-Мешинский; Г-Алькеевско-Пичкаский; Д-Удмуртский; Е-Исакилинско-Баулинско-Серафимовский; Ж-Алтунчино-Шунаковский. Сейсмогенные зоны: 1-Казанская; 2-Прикамская; 3-Альметьевская; 4-Баулинская; 5-Актанышская.

фейские отложения Камско-Бельского авлакогена. И.М.Уразаев [20] на основе интерпретации результатов высокоточной гравитационно-магнитной съемки установил, что этот участок Удмуртского разлома испытывал сжатие в широтном направлении, в результате которого созданы условия для возникновения Главного Удмуртского надвига с падением на восток под углом 30° . На северо-востоке Татарстана наблюдаются кривые гравитационного поля, подобные рассмотренным выше. Здесь выделяется аномалия типа гравитационной ступени, трассирующая южную оконечность Удмуртского разлома. Вдоль этой части разлома по профилю ГСЗ "Юрино-Кукмор-Комбарка" [10] станцией "Земля" зарегистрированы слабые землетрясения.

Геолого- геофизические материалы дают основание отнести Удмуртский разлом к категории сейсмогенных. По данным В.А.Трифонов, В.И.Уломова, Н.В.Шебалина в зоне расположения этого разлома возможны максимальные землетрясения с магнитудой 4,5, а по данным С.Л.Юнга, А.Ф.Грачева, Ш.А.Мухамедиева - с магнитудой 5,2.

На крайнем юго-востоке Татарстана выделяется Бавлинский разлом (рис.3,Е), являющийся фрагментарной частью Исакилинско- Бавлинско- Серафимовского разлома, ограничивающего Татарский мегаблок с юга и юго-востока. Бавлинский разлом представляет собой дислокацию растяжения и совместно с Северо-Бавлинским и Южно-Бавлинским разломами, прослеживающимися параллельно первому, образует грабенообразный прогиб. Современную мобильность и тектоническую активность зоны Бавлинского разлома подтверждают результаты геотермических измерений в скважинах центральной части Бавлинской структуры. Аномальные температурные участки приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений фундамента. Устанавливается довольно тесная связь аномально повышенных температурных зон с дизъюнктивными нарушениями. Наиболее четко коррелируются температурные аномалии с дизъюнктивными субмеридионального простирания. Субширотные разломы отображаются изгибами геоизотерм. Сейсмологические наблюдения со станцией "Земля" по профилю ГСЗ "р.Белая-оз.Челкар" зарегистрировали в этом районе большое число слабых землетрясений, которые группируются в узлокализованные эпицентральные зоны, приуроченные к Бавлинско- Серафимовскому разлому [10]. По всем этим данным можно отнести Бавлинский разлом к категории сеймоопасных. В.А.Трифонов, В.И.Уломов, Н.В.Шебалин, С.Л.Юнга, А.Ф.Грачев, Ш.А.Мухамедиев оценивают значения максимально возможных магнитуд землетрясений здесь от 4 до 5,5.

Прикамский глубинный разлом северо-восточного простирания прослеживается в центральной части Татарстана (рис.3,А). Он отделяет Северо-Татарский свод от Южно-Татарского и Казанскую впадину от Мелекесской. На карте локальных магнитных аномалий он отображается в виде Чистопольско - Варзи - Ятчинских цепочек узких магнитных аномалий. Сочетание полосовых максимумов и минимумов магнитного поля обуславливает форму типа "конского хвоста", являющуюся признаком его глубинности. По данным бурения фундамент в зоне разлома интенсивно раздроблен, сложен линейными тектоническими пластинами с протяженными полосами бластомилолитов, имея в общем чешуйчатое строение. Наличие среди гнейсовых пластов тел габбро-анортозитов, "магнитных" эфолитовых и диабазовых пород характеризует Прикамскую зону как крупный

надвиг, фиксирующийся в магнитном и гравитационном полях и падающий в юго-восточном направлении под углом 50° [6]. В осадочном чехле разрывные нарушения Прикамского разлома отображаются в виде зон повышенной тектонической трещиноватости, к которым приурочены преднеогеновые впадины. При этом поля развития неогеновых образований смещены в плане к югу от зоны Прикамского разлома, как бы окаймляя последнюю и указывая направление падения плоскости скольжения разлома на север. На временных разрезах разлом фиксируется смещением осей синфазности по отражающим горизонтам "Д" и "А". Величины смещений составляют 15-20 мс, достигая на некоторых субширотных профилях 28-30 мс. При равенстве скоростей распространения упругих волн в приподнятом и опущенных блоках это соответствует амплитудам 40-50 и 70-75 м [19]. На отдельных профилях отмечены признаки разлома в кристаллическом фундаменте (резкие изменения интенсивности и характера записи, смещения осей синфазности). По данным сейсморазведки МОГТ отмечается выколаживание разлома с глубиной, что придает ему форму взброса-сдвига.

По материалам бурения и сейсморазведки Прикамский разлом, заложенный в архейско-протерозойское время, активизировался в рифее на этапе растяжения: здесь происходили внедрения и излияния пород диабазовой формации в девоне, в результате чего проявился девонский вулканизм в период формирования Нижнекамского прогиба в раннем карбоне. Вдоль него образовались рифогенные структуры - пиннаклы в послевережское время, что подтверждается сейсморазведкой: субвертикальные зоны резкого изменения интенсивности записи фиксируются выше отражающего горизонта "В" и предположительно связаны с зонами тектонической трещиноватости [19].

В последующем разлом активизировался в послепермское время в альпийский цикл тектогенеза: здесь в осадочном чехле образовались листрические разломы и вдоль них преднеогеновые впадины или "неогеновые долины".

Активизация разлома и его опережающих дизъюнктивных систем в антропогенную эпоху проявляется в виде землетрясений, зарегистрированных еще в 1851 г. и особенно в 80-х годах этого столетия. Так, 17 апреля 1989 г. зарегистрировано землетрясение у п.Бехтерево, где в эпицентре сила толчка достигала 6 баллов. На юго-западном продолжении Прикамского разлома, в районе г.Елабуга, землетрясение ощущалось с интенсивностью 5 баллов, на северо-восточном - в г.Менделеевске - 4 балла. Эпицентр другого землетрясения 12 октября 1989 г. сместился на 15 км к юго-западу по Прикамскому разлому. Оно произошло вблизи с.Прости, где в феврале 1990 г. повторился второй толчок с интенсивностью 4-5 баллов.

В ноябре 1989 г. произошло землетрясение в районе г.Набережные Челны с интенсивностью 5 баллов [7]. Основная масса коротких землетрясений происходит в пределах глубин до 5 км.

По геолого-геофизическим и сейсмологическим данным Прикамский глубинный разлом можно отнести к категории сейсмогенных и считать его главной сейсмогенной структурой территории Татарстана. По данным В.А.Трифонова, В.И.Уломова, Н.В.Шебалина, С.Л.Юнги, А.Ф.Грачева, Ш.А.Мухамедиева в зоне его простираения максимальные возможные магнитуды имеют значения 5 и 5,3.

Алтунино-Шунакский разлом связан непосредственно с Алтунино-Шунакским грабенообразным прогибом, который отделяет центральную часть Альметьевского макроблока от Акташско-Ново-Елховского мезоблока фундамента (рис.3). Прогиб при длине 100 км имеет ширину от 1,5 до 4 км. Наличие катаклаза и милонитизации пород кристаллического фундамента, вулканогенных образований в девонских отложениях подтверждают тектоническую природу его происхождения. По геофизическим данным Алтунино-Шунакский разлом прослеживается положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 20-70 нТл. В семи-лукских отложениях отмечаются радиометрические аномалии от 13 до 20 мкР/ч. Магнитные аномалии вдоль разлома обусловлены присутствием в кристаллическом фундаменте габбро-норитов (скв.74), орто- и габбро-амфиболитов (скв.73,124), наличием в породах катаклаза, милонитизации и хлоритизации (скв.124,68). Расчеты углов падения магнитноактивных тел в разломе показали их близость к вертикальным, то есть последние внедрились в зону дробления в результате процессов растяжения, что подтверждается возникновением в осадочном чехле зон повышенной трещиноватости, по которым буровой раствор полностью поглощается в серпуховских отложениях (скв.3,130,49). Эта территория характеризуется контрастными современными движениями земной коры и относительно высокой сейсмической активностью (рис.1) [18]. Зона Алтунино-Шунакского разлома трассируется гелиевой съемкой и аномалиями магнитного поля Земли [13-16].

Необходимо отметить, что в районе Ромашкинского месторождения нефти есть и другие внутриблоковые разломы, часть из которых показана на рис.1, и которые по рангу потенциальной сейсмической опасности близки Алтунино-Шунакскому разлому. Однако в настоящее время сейсмическая активность, связанная с этими разломами, проявляется относительно слабее. По-видимому, это связано с менее активным режимом нарушения относительного равновесия напряженного состояния в верхней части земной коры, которая проявляется главным образом вследствие закачки воды под большим давлением. Тем не менее все разломы

на Ромашкинском месторождении рассматриваются потенциально опасными.

По данным В.А.Трифонова, В.И.Уломова, Н.В.Шебалина, С.Л.Юнги, А.Ф.Грачева, Ш.А.Мухамедиева [8] в этом районе возможны землетрясения с максимальными магнитудами 4,5 и 5,5.

Мы построили нормированный к единице площади ($S=1000 \text{ км}^2$) и времени (1 год) график повторяемости землетрясений Ромашкинского месторождения нефти. Предварительно рассчитаны радиусы представительной регистрации землетрясений для разных сейсмических станций этого района, на основании которых удалось использовать землетрясения слабых энергетических классов до $K=5$. Наклон графика повторяемости в диапазоне энергетических классов $K=5-11$ равен $\chi = -0,49 \pm 0,02$, что соответствует наклону графиков в большинстве сейсмоактивных районов земного шара. Наклон графика по магнитудам, определенным по формуле Т.Г.Раутитан $K=1,8M+4$ для $K \leq 12$, соответствует величине $\beta = -0,88 \pm 0,03$.

Рассмотренные нами разломы относятся к категории древних, обновленных в новейшее время. Особенности их строения и зарегистрированная сейсмичность дают основания для вывода: с зонами этих разломов могут быть связаны землетрясения относительно небольшой разрушительной силы.

Несмотря на приведенные данные о тектонических землетрясениях, наряду с единичными историческими, изученность сейсмических процессов в Татарстане явно не достаточна и для определения четких границ сейсмогенных зон, связанных с названными разломами, потребуются специальные сейсмологические, главным образом, инструментальные наблюдения и более детальные геолого-геофизические исследования. И тем не менее, учитывая опыт сейсмического районирования и выделения границ сейсмогенных зон для других территорий страны, можно в первом приближении очертить границы сейсмогенных зон Татарстана с учетом уровня максимальных возможных землетрясений, ширины зон аномалий в магнитных и гравитационных полях, падением плоскостей разломов в глубину и т.д.

Количество землетрясений в пределах этих зон является основным контролирующим элементом в определении границ простираения сейсмогенных зон. Считаем целесообразным на данном этапе несколько увеличить поперечные размеры этих зон, имея в виду представительность и надежность имеющихся на сегодняшний день данных.

На рис.3 проведены контуры основных сейсмогенных зон Татарстана, которые могут рассматриваться в качестве базовой основы карты-схемы сейсмического районирования территории республики и связаны с основными глубинными разломами Татарстана и названы соответственно:

1 - Казанская (Алькеевско-Пичкасский разлом),

- 2 - Прикамская (Прикамский разлом),
- 3 - Альметьевская (Алтунино-Шунакский и другие разломы),
- 4 - Бавлинская (Исакилинско-Бавлинско-Се-
рафимовский разлом),
- 5 - Актанышская (Удмуртский разлом).

Учитывая большие размеры некоторых сейсмогенных зон Татарстана, рассчитывать сейсмическую балльность для них следует с учетом площадной (рассеянной) сейсмичности.

Литература

1. Бабаев А.М., Кошлаков Г.В., Мирзоев К.М. Сейсмическое районирование Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1978.
2. Белоусов С.Ф., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Методы обработки и результаты интерпретации данных по трещиноватости горных пород. - М.: РАН, 1994.
3. Близов В.И., Близов А.Б. Анализ линейных и кольцевых структур Татарии, выявленных на космических снимках // Пути развития научно-технического прогресса в нефтяной геологии. - Альметьевск, 1988.
4. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. - М.: Недра, 1967.
5. Боронин В.П. Основные черты внутреннего строения докембрийского кристаллического фундамента Татарской АССР по данным гравитационной и магнитной съемки // ДАН СССР. - Т. 132. - 1960. - №2.
6. Боронин В.П., Степанов В.П., Гольштейн Б.Л. Геофизическое изучение кристаллического фундамента Татарстана. - Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1982.
7. Исаков И.А., Булгаков В.Ю. Сейсмичность и современные тектонические движения земной коры Восточной Татарии // Итоги геолого-разведочных работ на территории Татарстана и пути повышения их эффективности на 1991-1995 гг. - Альметьевск: фонды ТатНИПИнефть, 1991.
8. Оценка напряженно-деформированного состояния среды и максимальных возможных землетрясений в сейсмогенных зонах Татарстана. - Казань: фонды ТГРУ АО "Татнефть", 1995.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. - М.: Наука, 1977.

10. Результаты региональных исследований кристаллической толщи земной коры и верхней мантии при помощи сейсмической станции "Земля". / И.В. Померанцева, А.Н. Мозженко, И.А. Соколова, Г.В. Егоркина // Методика, техника и результаты геофизической разведки. - М.: Недра, 1967.

11. Салихов А.Г. Геологическая интерпретация гравитационных магнитных аномалий в условиях Татарской республики. - М.: Гостоптехиздат, 1956.

12. Сейсмическое районирование территории СССР / Отв. ред. В.И. Бунз, Г.П. Горшков. - М.: Наука, 1980.

13. Создание и ведение системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений Республики Татарстан на 1995-2000 гг. Целевая программа. - Казань: фонды ТГРУ АО "Татнефть", 1994.

14. Степанов В.П. К вопросу о природе гравитационных и магнитных аномалий северной Татарии и прилегающих районов Удмуртии и Кировской области // Татарская нефть. - 1958. - №4.

15. Степанов В.П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий в условиях Татарской АССР // Материалы первой конференции молодых научных работников г. Казани. - Казань, 1959.

16. Степанов В.П. Магнитное аномальное поле Татарской АССР и его связь с геологическим строением // Изв. АН СССР, сер. геофиз. - 1960. - №5.

17. Степанов В.П. Тектоническое строение кристаллического фундамента Татарской АССР и прилегающих районов Марийской, Удмуртской АССР и Кировской области по данным геофизики и глубокого бурения: Автореф. дис. канд. геолого-минер. наук. - М.: МИНХ и ГП, 1965.

18. Схема сейсмотектонического районирования территории Татарстана. М. 1:500000. - Казань: фонды ТГРУ АО "Татнефть", 1996.

19. Трофимов В.А. К вопросу о строении и времени формирования Прикамского разлома // Экспертиза геолого-гидрогеологических и тектонических условий площадки Татарской АЭС и прилегающих районов. - Альметьевск, 1991.

20. Уразаев И.М. Роль Главного Удмуртского разлома в формировании нефтеносных структур в осадочных породах // Геология нефти и газа. - 1966. - №7.

21. Уразаев И.М. Характеристика разломов востока Русской платформы, выявленных по магнитным и гравитационным аномалиям Волго-Камского края. - М.: Недра, 1970.

УДК 550.343.4(084.3)

© К.М. Мирзоев, 1996

Расчеты карт балльности и сейсмических воздействий от магнитуд разного уровня (на примере Душанбино-Гармского района)

К.М. Мирзоев (АО "Татнефть")

Традиционно сейсмическая опасность в странах СНГ оценивается в баллах на трех уровнях - общее сейсмическое районирование, детальное и микрорайонирование. Оценки сейсмических воздействий даются при детальном районировании и микрорайонировании.

Со времени составления ныне действующей нормативной карты сейсмического районирования территории бывшего СССР прошло более 15 лет, поэтому сегодня значительно легче определить основные недостатки, присущие методическим аспектам этого направления исследований, которые

можно учесть в настоящее время. Требуют усовершенствования инструкции и методические указания по сейсмическому районированию, детальному и микрорайонированию.

Из опыта работ следует, что существующие методы оценки сейсмической опасности не могут охватить все многообразие факторов и особенностей проявления колебаний земной поверхности, связанных со строением земной коры, затуханием колебаний с расстоянием, характером возникновения сильных землетрясений в сейсмогенных зонах и резонансными свойствами среды, имеющей различные инженерно-геоло-

гические условия. В методах сейсмического районирования не учитывается, что одна и та же балльность, вызываемая землетрясениями разной магнитуды, имеет существенно различный характер сейсмических колебаний. Аналогичным образом обстоит дело и с сейсмическим районированием, основанным на параметрах ускорений и скоростей сейсмических колебаний, где также одинаковые значения ускорений или скоростей, и в том числе максимальные (более единицы ускорения силы тяжести), вызываемые разными магнитудами, имеют существенно различный состав и длительность колебаний. Эти методы не позволяют оценивать сейсмические воздействия, достаточно приближенные к конкретным тектоническим и инженерно-геологическим условиям исследуемых территорий.

К основным недостаткам в методах оценки сейсмической опасности следует отнести отсутствие надежных способов оценки $M_{\max}$ в сейсмогенных зонах. При оценке сейсмического потенциала по геолого-геофизическим данным, как правило, не учитывается доля каждого используемого параметра. По физическим представлениям наибольшее значение должно придаваться прочности слагающих горных пород и скоростям современных движений (практически это скорости накопления энергии в земной коре); далее, на мой взгляд, должны следовать параметры, косвенно связанные с вышеуказанными, например, аномалии гравитационного, магнитного полей и других, которые могут относиться к более древним процессам, нежели к современным. А такие параметры, как число толчков, могут сопоставляться между собой только в зонах с одинаковой прочностью (составом) пород. Поэтому по статистическим сейсмологическим методам оценки $M_{\max}$ недостаточно надежны.

Пока отсутствуют удовлетворительные способы определения поперечных размеров (ширины) сейсмогенных зон. По-видимому, ширина одной и той же зоны должна быть разной для разных значений M , так как практика показывает, что самые сильные толчки сейсмогенной зоны приурочены ближе к ее осевой линии, а менее сильные землетрясения этой же зоны, и в том числе разрушительные (по групповым, связанным толчкам), могут возникать на более удаленных расстояниях от осевой линии главного разлома, не говоря уже о слабых толчках. Это очень важно, поскольку от ширины сейсмогенной зоны зависит область распространения максимальной балльности.

До сих пор практически не используют для сейсмического районирования данные о механизмах очагов землетрясений, хотя бы для выделения однородных участков сейсмогенных зон и подзон.

В сейсмическом районировании не учитываются свойства землетрясений группи-

роваться в пространстве и во времени, несмотря на то, что в группы объединяются 50-60 % от общего количества толчков. Этот фактор может быть использован при оценке ширины сейсмогенных зон для землетрясений разного энергетического уровня, а также в расчетах средней повторяемости групп сильных и слабых толчков.

Нет общепринятой методики расчетов вероятности колебаний разной интенсивности в сейсмогенных зонах и прилегающих областях с учетом распределения количества толчков в их пределах, в том числе по глубине, и с учетом размеров очагов. Здесь важно, сколько раз размеры очага каждого энергетического класса укладываются в среднем по длине, ширине, а также по глубине зоны, поскольку эффект на поверхности и вероятность колебаний заданной интенсивности существенно зависят от расстояния и глубины источника.

В странах СНГ для нормативного районирования пока не принято построение вероятностных карт ускорений и скоростей колебаний с указанием таких важнейших параметров, как максимальные амплитуды, их периоды и длительности колебаний.

Считаю необходимым отметить еще один существенный момент, связанный с соответствием определенной балльности определенным ускорениям. Принято, что ускорения силы тяжести при землетрясениях, равные $0,4g$, соответствуют 9 баллам, а ускорения $0,2g$ - 8 баллам и так далее. Однако практика регистрации землетрясений станциями записи сильных движений показывает, что непосредственно в зонах разрывов, независимо от магнитуды землетрясений, регистрируются ускорения колебаний, достигающие величины $1g$ и более. Такие ускорения могут вызвать очень слабые землетрясения с магнитудами меньше единицы. Дело в том, что непосредственно в очаге ускорения при землетрясениях определяются скоростью вспарывания разрыва (скоростью удара), которая для землетрясений разной величины примерно одинакова и составляет величину $0,9$ от скорости поперечных волн в среде. Поэтому балльность не может соответствовать только определенной величине ускорения, которая у всех землетрясений в зоне очага примерно одинакова. Она должна определяться прежде всего длительностью процесса колебаний на уровне максимальных амплитуд в очаговой зоне и в определенной степени периодами основной несущей частоты в зависимости от близости ее к частотам зданий и сооружений. А в зонах очагов слабых землетрясений, то есть в любом слабоактивном районе, хотя и возможны максимальные ускорения на уровне одной и более единицы ускорений силы тяжести, но вследствие малой длительности колебаний суммарный эффект от них будет меньшим, чем от затухающих амплитуд ускорений больших землетрясений с большой

длительностью колебаний, и не будет иметь существенного значения; они могут не показываться на картах районирования.

Этими факторами обусловлена необходимость построения и учета отдельных карт сейсмических воздействий для разных магнитуд, поскольку вероятность возникновения относительно слабых землетрясений с большими ускорениями значительно выше по сравнению с повторяемостью, например, максимальных возможных магнитуд, и хотя длительность больших амплитуд колебаний от них небольшая, тем не менее они приносят значительный ущерб возводимым зданиям и сооружениям. Серия из 5-6 карт для разных магнитуд позволит более правильно и дифференцированно рассчитывать сейсмические воздействия на исследуемой территории.

Предстоит построить новую шкалу ответственности ускорений силы тяжести и баллов на основе сопоставления карт балльности и соответствующих им расчетных карт сейсмических воздействий от магнитуд разного уровня с учетом длительности процессов колебаний.

По-видимому, в методах сейсмического районирования есть и другие недостатки (здесь рассматриваются в основном сейсмологические аспекты), которые будут определяться в процессе работ специалистами разных смежных направлений. Некоторые из перечисленных недостатков учтены нами в этой работе, цель которой показать определенные преимущества представления карт сейсмического районирования в виде серии карт параметров сейсмических воздействий по каждой магнитуде в отдельности на примере одного из сейсмически активных районов Таджикистана. Поэтому не стоит здесь детально останавливаться на геолого-геофизических и сейсмологических особенностях территории Душанбино-Гармского района, на обосновании сейсмогенных зон, ограничившись ссылками на опубликованные работы.

Общая характеристика геологии и сейсмичности Душанбино-Гармского района. Душанбино-Гармский район Таджикистана является сейсмически высокоактивным, где ежегодно регистрируется около 2000 землетрясений с магнитудами $M \geq 1,5$ ($K \geq 7$). Здесь произошли такие известные катастрофические землетрясения, как Каратагское (1907 г.) с $M=7,3$, Хаитское (1949 г.) с $M=7,4$ и другие разрушительные толчки меньшей силы. Уровень представительной регистрации землетрясений, начиная с 1961 г., соответствует землетрясениям с $K=1,7$.

Район сложен породами возрастной принадлежности от докембрийских до современных. Здесь три структурно-формационных комплекса: геосинклинальный, палеозойский, платформенный (субплатформенный) мезозойско-палеогеновый и орогенный палеоген-четвертичный. Площадное

распространение образований разных возрастных групп неравномерное, что обусловлено неоднородной тектонической природой отдельных частей района, особенностями их исторического развития [1,2,4, и др.].

Северная часть района относится к южному склону Каратегинского хребта, сложена преимущественно палеозойскими породами. Южная часть района относится к Таджикской депрессии, имеет мощный (до 7-10 км) осадочный чехол с комплексом отложений мезозоя-кайнозоя.

В районе выделено 4 категории разломов:

1-краевые региональные разломы, выступающие границами тектонических областей;

2-краевые локальные разломы, выступающие границами зон;

3-внутризональные разломы - границы подзон и комплексов структурных зон;

4-разрывы, разделяющие отдельные структурные формы или осложняющие такие элементы [1,2,4 и др.].

К разломам 1-й категории относится Южно-Гиссарский (Гиссаро-Кокшаальский) (рис.1). Он простирается вдоль южного подножия Гиссаро-Алая с запада на восток. Вдоль своего протяжения он состоит из отдельных отрезков-сегментов, отделяющих разные блоки южного Гиссаро-Каратегина от участков Предгиссаро-Алайского прогиба, отличающихся режимом и скоростями новейших движений.

К разломам 1-й категории на востоке района относится также Дарваз-Каракульский [1,2,4 и др.].

К разломам 2-й категории относится Илякско-Вахшский [1,2,4 и др.].

К 3-й категории в Душанбино-Гармском районе относятся многочисленные нарушения -Ходжаобигармский, Гулисурхский, Муджихарвский, Кульондинский, Яхакский, Ионахшский, Гулизинданский, которые активно развивались в новейшее время.

Более мелкие разрывные нарушения тектонической структуры района, относящиеся к 4-й категории, составляют многочисленную группу. Большинство из них являются новейшими структурными новообразованиями сопутствующими складкообразованию или расчленению крупных блоковых форм [1,2,4 и др.].

Механизмы очагов наиболее сильных землетрясений ($M \geq 6$) характеризуются сдвиговыми или сдвиго-надвиговыми смещениями по крутопадающим плоскостям разрывов. По мере уменьшения магнитуды землетрясений механизмы их очагов становятся более разнообразными, появляются сбросы и сдвиго-сбросы. При этом ориентация осей сжатия в направлении юго-восток - северо-запад остается устойчивой [5].

Региональные сейсмоструктурные деформации, рассчитанные по наиболее сильным землетрясениям, характеризуются максимальным горизонтальным сжатием в направлении юго-восток-северо-запад.

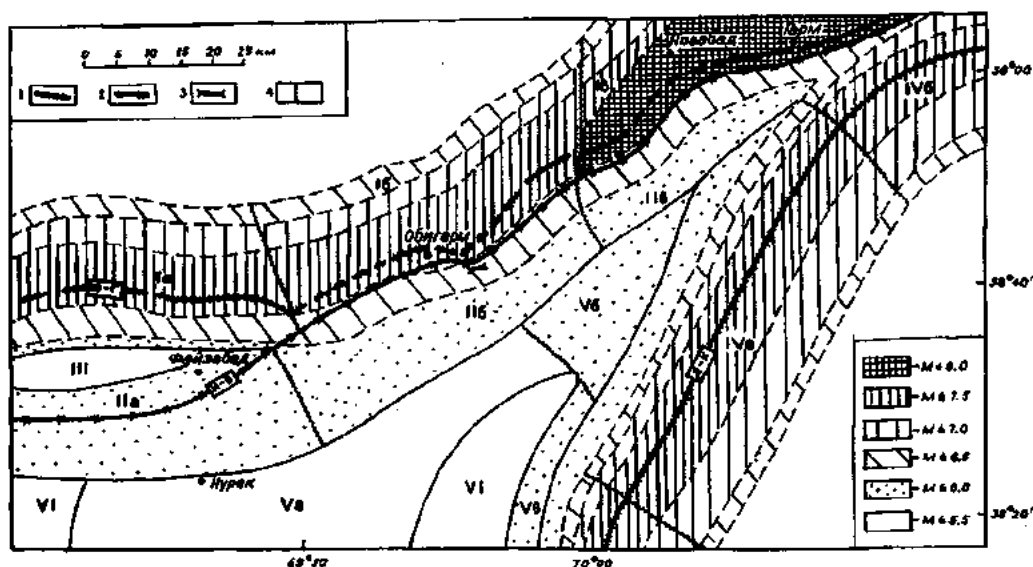


Рис. 1. Схема сейсмогенных зон Душанбино-Гармского района (Составили Лысков Л.М., Мирзоев К.М., Соболева О.В.). 1, 2 - разломы 1- и 2-й категории; 3 - плотина Розунской ГЭС; 4 - границы сейсмогенных зон; I - IV - сейсмогенные зоны и подзоны. Штриховкой и пробелами обозначены зоны возникновения соответствующих максимальных возможных магнитуд

Максимальное относительное растяжение (удлинение), ориентированное в азимуте 60° , имеет достаточно большую вертикальную компоненту и отражает выдавливание масс вдоль основных геологических нарушений [5].

При рассмотрении сейсмичности Душанбино-Гармского района и сопоставлении его с тектоникой в целом, следует отметить прежде всего четкое разделение района на более активную по общей плотности очагов южную и менее активную северную области [1, 2, 4]. Граница этих областей проходит между Южным Тянь-Шанем и Таджикской

депрессией и совпадает с линией протяжения Южно-Гиссарского и Илякско-Вахшского разломов (рис. 2). Ширина полосы всей эпицентральной зоны этих двух разломов для энергетических классов $K \geq 10$ достигает 80 км в поперечнике и наибольшая плотность очагов вплоть до $K=14$ концентрируется в осадочном чехле северного края Таджикской депрессии в пределах глубин до 10 км. Однако самые сильные землетрясения с $K > 14$, приурочены к северу, то есть связаны преимущественно с зоной Южно-Гиссарского разлома. Известные здесь глубины очагов

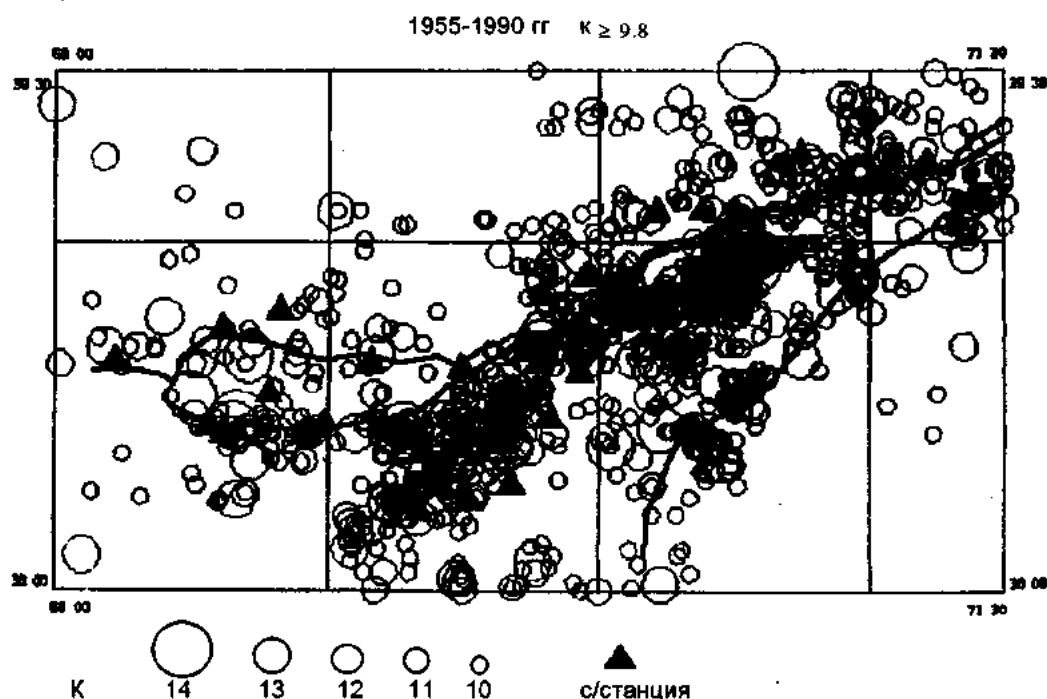


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Душанбино-Гармского района с $K \geq 9,6$ за 1955-1990 гг.

Основные параметры сейсмичности сейсмогенных зон
Душанбинско-Гармского района

Таблица 1

Зоны	Кино-Гиссарская			Илякско-Ваштская			Гиссар-долины		Дармаз-Каракульская		Памиро-Алайская			Запад-Тадж. депр	
	1а	1б	1в	IIa	IIб	IIв	III	IVa	IVб	Va	Vб	Vв	VI		
Наз. пар.	1а	1б	1в	IIa	IIб	IIв	III	IVa	IVб	Va	Vб	Vв	VI		
A10	0.3	0.53	2.0	0.5	2.0	6.0	0.12	0.3	1.3	1.0	0.7	0.3	0.14		
L, км	135	80	150	80	90	75	-	130	160	-	-	-	-		
Ec	20	25	30	15	15	15	12	10	20	12	12	12	12		
MI	6.3	5.8	6.4	5.8	6.0	5.7	-	6.2	6.4	-	-	-	-		
Mh	7.0	7.4	7.7	6.5	6.5	6.5	6.3	5.8	7.0	6.3	6.3	6.3	6.3		
Mt	7.8	7.3	9.0	6.1	6.3	6.5	5.2	8.3	8.4	5.8	5.6	5.5	5.1		
Mr	7.5	7.5	8.0	6.5	6.5	6.5	5.5	7.0	7.5	5.5	6.0	6.0	5.5		
Mm.набл	7.3	5.5	7.4	5.5	6.3	6.0	4.3	5.0	7.3	5.3	5.5	4.3	5.4		
Mmax	7.5	7.5	8.0	6.0	6.3	6.5	5.5	7.0	7.5	5.5	6.0	6.0	5.5		
Kmax	17	17	17.5	14.5	15	15.2	14	16	17	14	14.5	14.5	14		
γ	0.47	0.57	0.46	0.44	0.49	0.50	0.56	0.43	0.49	0.54	0.56	0.54	0.60		
β	0.77	0.93	0.75	0.72	0.80	0.82	0.91	0.70	0.80	0.88	0.91	0.88	0.98		

сильных землетрясений с $K \geq 15$ достигают 40 км. Эти два крупных высокоактивных разлома являются определяющими в оценке сейсмической опасности Душанбино-Гармского района.

Границы сейсмогенных зон Душанбино-Гармского района на карте (рис.1) определяются по протяженности тектонически активных глубинных разломов с учетом их внутреннего строения и морфологии, глубины заложения, ширины зон устойчивых ано-

летрясений в зонах, оцененные по длине разрывов M_l , по глубине сейсмоактивного слоя M_h , по предельным значениям магнитуд из графика повторяемости за период 104 года, по обобщенным геологическим признакам M_g (оценки Бабаева А.М., Лыскова Л.М.). Здесь же даны максимально наблюдаемые магнитуды землетрясений $M_{max, наб.}$ и итоговые выбранные значения магнитуд по комплексу геолого-геофизических и сейсмологических данных. Оценки проводились раз-

Таблица 2

Размеры полуосей эллипсов изосейст сильных землетрясений a/b , км для разных магнитуд M и глубин очагов h , км в Южном Тянь-Шане

I=9 баллов						
M h , км	8	7,5	7,0	6,5	6,0	
10	-	-	4/21	3/11	-	
20	-	9/32	6/22	4/13	-	
30	27/75	14/36	7,5/25	5/14	-	
40	45/130	18/44	10/29	-	-	
I=8 баллов						
M h , км	8	7,5	7	6,5	6	5,5
10	-	-	10/33	7/20	5/10	-
20	-	20/57	14/35	9/21	6/12	-
30	57/125	31/63	19/38	13/25	8/14	-
40	95/200	45/75	30/45	19/31	-	-
I=7 баллов						
M h , км	8	7,5	7	6,5	6	5,5
10	-	-	22/68	16/50	11/35	6/25
20	-	43/94	30/73	20/52	12/36	6/24
30	100/225	62/105	40/75	26/52	13/38	-
40	170/400	89/150	60/85	40/55	20/38	-

маний в различных геофизических полях, значений K_{max} , плотности гипоцентров, мощности сейсмогенного слоя, ширины плейстоценовых зон произошедших сильных землетрясений, положения сейсмодислокаций, однородности поля тектонических напряжений земной коры на основе определения механизмов очагов сильных землетрясений и площадей взаимодействия (группируемости) землетрясений разного энергетического уровня.

Для сравнения уровня активности землетрясений в разных сейсмогенных зонах и расчетов средней повторяемости построены нормированные к единице площади ($S=1000 \text{ км}^2$) и времени (1 год) графики повторяемости, значения наклонов которых приведены в табл. 1. В этой же таблице приведены значения средней сейсмической активности в зонах А10, длины разрывов L , км, мощности сейсмогенного слоя H_c , в котором происходит до 90% землетрясений, магнитуды зем-

кий эффект при разных глубинах очагов землетрясений.

Карты сейсмической балльности. Методика составления карт вероятностей сейсмических колебаний в изолиниях основана на сейсмогенных зонах, поперечные размеры которых изменяются в зависимости от уровня энергетического класса K . Карты вероятностей 7-, 8- и 9-балльных сотрясений рассчитывались в масштабе 1:500000. Использованы типовые изосейсты затухания сейсмической балльности для разных глубин, характерные для данного района.

Предварительно были выявлены наиболее общие закономерности затухания балльности с глубиной и расстоянием [7] на базе имеющегося обширного макросейсмического материала для территории Таджикистана, для которого характерны ощутимые землетрясения от 0 до 400 км. Получены существенно различные данные по затуханию балльности с глубиной и расстоянием как

для пород кристаллического фундамента, так и для поверхности осадочного чехла Таджикской депрессии. Оказалось, что наиболее существенным фактором, влияющим на форму и размеры изосейст, является глубина очага землетрясения. Соотношение большой и малой полуосей эллипса в одной и той же сейсмогенной зоне зависит от глубины очага значительно сильнее, нежели их соотношение для очагов одной и той же глубины в разных сейсмогенных зонах с близкими по составу породами земной коры.

Выявлены и различия размеров изосейст землетрясений в сейсмогенных зонах осадочного чехла Таджикской депрессии и земной коры кристаллического фундамента (Южный Тянь-Шань, Памир). Для одних и тех же магнитуд землетрясений длина очага по макросейсмическим данным (размеры 9-балльных изосейст, то есть размеры зоны трещинообразования и излучения сейсмической энергии) в породах осадочного чехла оказалась в 1,5 раза длиннее по сравнению с кристаллическими. Поперечные размеры зон разрушения для одних и тех же магнитуд в осадочном чехле и в зонах кристаллического фундамента отличаются незначительно.

На основе экспериментальных данных составлены типовые изосейсты затухания балльности для разных магнитуд и глубин землетрясений путем экстраполяции данных в область сильнейших толчков для двух вышеупомянутых типов земной коры территории Таджикистана, и в том числе, для Душанбино-Гармского района. Размеры больших и малых полуосей эллипсов 9-, 8- и 7-балльных сотрясений для разных магнитуд землетрясений Южного Тянь-Шаня и Памира с градацией по глубинам через каждые 10 км, приведены в табл. 2. Из таблицы видно, что с изменением глубины очага изменяются как площади изосейст, так и соотношение больших и малых полуосей эллипсов. С увеличением глубины очагов изосейсты становятся более изометричными.

Для сейсмогенных зон Таджикской депрессии размеры полуосей эллипсов для равных магнитуд и глубины $h=10$ км приведены в табл. 3а. Большая полуось эллипса при одной и той же балльности для одинаковых глубин в Таджикской депрессии примерно в 1,5 раза больше, чем в Южном Тянь-Шане и на Памире, сильные землетрясения здесь на глубинах больше 10 км не известны.

Запольским К.К. и Логиновой Г.М. [3] были рассчитаны размеры разрывов в оча-

гах сильных землетрясений на основе экспериментальных данных зарегистрированных толчков, произошедших в горных породах кристаллического фундамента и осадочного чехла Таджикской депрессии, по параметрам спектров. Эти данные приведены в табл. 3б.

Сопоставление макросейсмических и инструментальных данных показало хорошее совпадение длин разрывов в очагах сильных землетрясений и размеров больших осей эллипсов 9-балльных изосейст.

Таблица 3 (а,б)

а) Размеры полуосей эллипсов изосейст сильных землетрясений а/б, км для разных магнитуд М и глубины $h=10$ км в Таджикской депрессии

М	6,5	6	5,5	5
I, баллы				
9	3/18	-	-	-
8	8/31	5/19	-	-
7	20/70	13/50	9/35	5/24

б) Размеры разрывов в очагах землетрясений L, км на территории Таджикистана для разных значений М

М	8	7,5	7	6,5	6	5,5	5
Зоны							
1. Гиссаро-Кокшаальский разлом, Памир	74	50	35	24	16,8	12	8
2. Таджикская депрессия				36	25	18	12

Данные о размерах очагов землетрясений по длине, ширине и глубине по разлому использованы для расчетов числа землетрясений, которое необходимо в среднем для уместения в пределах всей сейсмогенной зоны. Учитывая, что размеры изосейст и максимальный эффект на поверхности зависят от глубины очага землетрясения, расчеты проводились с учетом равномерного распределения числа сильных землетрясений по глубинам 0-10 км, 11-20 км, 21-30 км и 31-40 км. Максимальные землетрясения укладываются в пределах ширины сейсмогенной зоны только один раз [8].

Необходимо отметить, что возможные ошибки в расчетах числа очагов землетрясений, укладывающихся в пределах сейсмогенных зон, могут привести к потере некоторой детальности проведения изолиний вероятностей колебаний, но на суммарной вероятности в пределах сейсмогенных зон это не отразится, поскольку вероятность регулируется уровнем графика повторяемости землетрясений. Причем излишняя детальность, как правило, выходит за пределы точности исходных данных.

Расчеты повторяемости 9-, 8- и 7-балльных изолиний сотрясений проводились отдельно для разных магнитуд с градацией через 0,5 магнитуды, начиная с максимальной, в данном случае с $M=8$ ($K=17,6$). При наложении изолиний одной балльности от разных магнитуд вероятности их суммируются.

Связь между магнитудами и энерги-

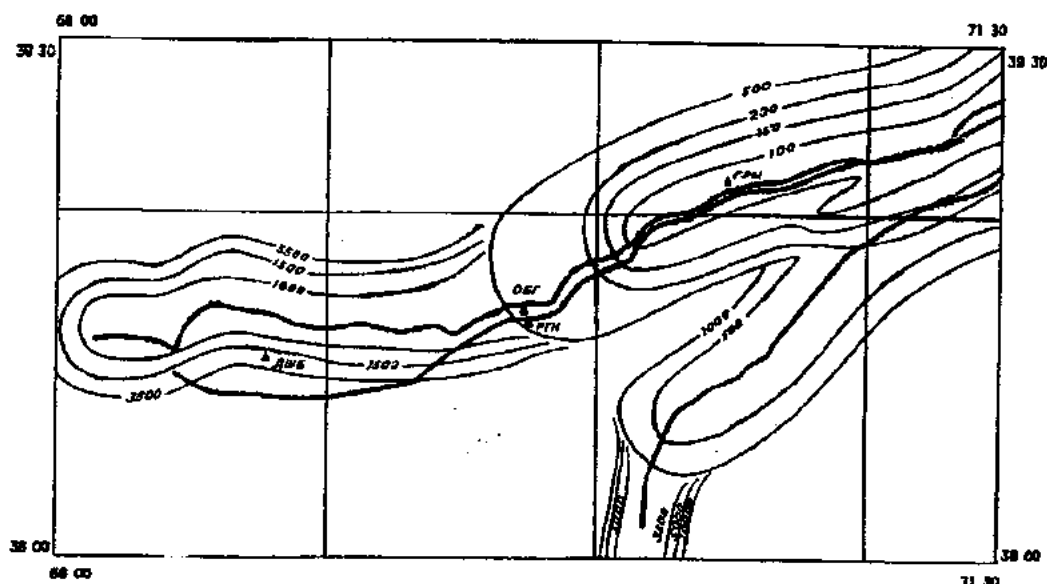


Рис. 3. Карта изолиний периодов повторения 9-балльной интенсивности Душанбино-Гармского района

ческими классами для территории Таджикистана получена по каталогам в следующем виде: $K=5,3 M + 5,3$ для $K \geq 12$, $K=1,8 M + 4,0$ для $K < 12$.

Таким образом были получены карты 9-, 8- и 7-балльных сотрясений Душанбино-Гармского района в масштабе 1:500000 от $M=8$ до $M=5,5$. На рис. 3 в качестве примера приведена карта изолиний повторяемости 9-балльных сотрясений.

Для контроля правильности расчетов вероятности колебаний равной интенсивности, полученных для Душанбино-Гармского района, они сопоставлены с экспериментальными макросейсмическими данными. Для Душанбе практически без пропусков

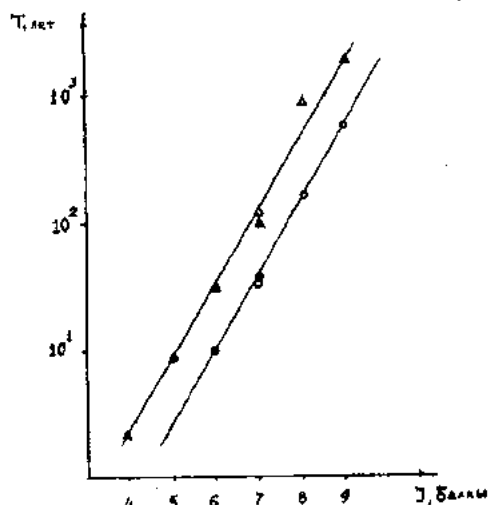


Рис. 4. Графики периодов повторения сейсмической балльности для Душанбе (круглые знаки) и площадки строительства Рогунской ГЭС (треугольники). Темные знаки - фактические наблюдения за длительные сроки, светлые - расчетные по картам сейсмической балльности

имеются данные о 4-балльных коровых (и глубоких) толчках с 1970 г., 5-балльных - с 1955 г. и 6-балльных - с 1940 г.

Для территории строительства Рогунской ГЭС 6-балльные толчки являются представительными с 1955 г. и 7-балльные - с 1940 г. 8- и 9-балльные толчки являются практически представительными с начала нынешнего столетия на всей территории Таджикистана.

На рис. 4 приведен график периодов повторения 9-, 8- и 7-балльных сотрясений для Душанбе и площадки строительства Рогунской ГЭС, построенный по картам балльности, и периодов повторения от 4-х до 7-балльных сотрясений, полученных по экспериментально наблюдаемым данным. Экспериментальные и теоретические расчеты частоты повторения сотрясений разной интенсивности совпадают, что является важнейшим критерием правильности составленных карт сотрясений Душанбино-Гармского района по описанной методике.

Карты вероятностей сейсмических воздействий Душанбино-Гармского района. Методика построения карт вероятностей сейсмических воздействий основана на использовании среднемировых закономерностей затухания сейсмических колебаний с расстоянием, предложенных Ф.Ф.Аптикаевым [9]:

$$\lg A = C_1 M + C_2 \lg R + C_3 + C_4 + C_5 + \sigma, \quad (1)$$

где A - искомый параметр сейсмических воздействий, M - магнитуда по поверхностным волнам, R - гипоцентрально расстояние, C_3 - член, учитывающий влияние типа грунта, C_4 - член, учитывающий тип подвижки в очаге, C_5 - свободный член, σ - среднеквадратичная погрешность величины A .

По формуле можно получить экспертные оценки сейсмических воздействий с привязкой к местным условиям с отклонениями, не превышающими, как правило, 0,2 едини-

цы логарифма, и дифференцированно выбирать аналоговые записи землетрясений, присущие магнитудам разного уровня.

Коэффициенты С1 - С5 в формуле (1) имеют различные значения для ближней и дальней зон, размеры которой зависят от магнитуды землетрясений. Радиус ближней зоны определяется по формуле

$$R_{\text{км}} = 0,35 M - 0,62 \quad (2)$$

На границе ближней зоны величина ускорения равна 140 см/с^2 , а скорость - 10 см/с .

В зависимости от коэффициентов С1 - С5 по формуле (1) можно рассчитывать как ускорения, так и скорости сейсмических колебаний. Эта же формула используется для расчетов периодов и длительностей процессов сейсмических колебаний на уровне 0,5 от максимальной амплитуды записи при соответствующих коэффициентах С1-С5.

Расчеты проводятся для горизонтальной компоненты колебаний, на которой амплитуда больше, но для расчетов вертикальной компоненты имеется формула перехода [9].

Мы уточнили формулу связи между магнитудами и энергетическими классами землетрясений по каталогам исследуемого района. Для $K \leq 12$ формула оказалась аналогичной формуле Т.Г.Раутиан

$$K = 1,8 M + 4,0, \quad (3)$$

а для $K > 12$ получена новая формула, имеющая вид

$$K = 1,53 M + 5,3. \quad (4)$$

Для расчетов карт вероятностей сейсмических воздействий с разными значениями ускорений и скоростей сейсмических колебаний $X \text{ см/с}^2$ и $X \text{ см/с}$ Душанбино-Гармского района в масштабе 1:500000 использовались те же исходные сейсмические данные, что и при расчетах сейсмической балльности. Карты строились в изолиниях параметров ускорений и скоростей с указа-

нием их максимальных амплитуд $A_{\text{мах}}$, основных периодов T , и длительностей колебаний d на уровне 0,5 $A_{\text{мах}}$ для разных магнитуд в отдельности от $M=8$ до $M=5,5$ (можно ниже) с шагом через 0,5 магнитуды.

Вероятность сейсмических воздействий рассчитывалась разными способами. В том случае, когда сейсмогенная зона (подзона) имеет главный разлом, вероятность рассчитывается по принципу равномерного заполнения сейсмогенной зоны очагами по длине, ширине и глубине с учетом их размеров. Вероятности одинаковых сейсмических воздействий, получаемые от землетрясений рассчитываемой магнитуды из разных глубин, суммируются между собой.

В том случае, когда сейсмические воздействия определяются для сейсмогенной зоны, в которой нет главного разлома (рассеянная сейсмичность), а также для относительно небольших магнитуд $M \leq 5,5$, имеющих малые размеры очагов землетрясений, расчеты удобнее проводить способом покрытия площадями сейсмогенных зон меньшими площадями определенного уровня сейсмических воздействий от рассчитываемых магнитуд: определяется площадь охвата изолинией ускорений силы тяжести, например, величиной $0,4g$ от магнитуды 5,5, а затем рассчитывается, какое количество землетрясений и каков время для этого по графику повторяемости необходимо для равномерного покрытия этими площадками всей сейсмогенной зоны. Одинаковые вероятности и величины сейсмических воздействий рассчитываемой магнитуды, полученные от землетрясений разных глубин 0-10 км, 11-20 км, 21-30 км и 31-40 км, суммируются в зонах их наложения, если основные периоды и длительности колебаний при этом практически совпадают. В качестве примера приведена

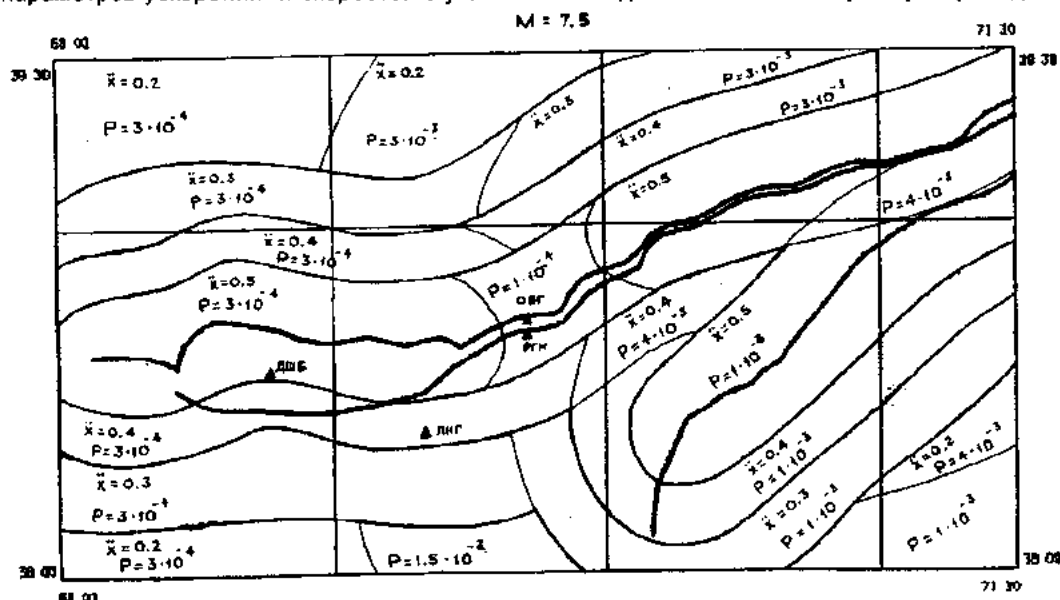


Рис. 5. Карта изолиний вероятности возникновения максимальных ускорений и скоростей сейсмических колебаний Душанбино-Гармского района от магнитуды $M=7,5$. X -ускорения, P -вероятности воздействий

Значения основных периодов T_0 , с и длительностей процессов колебаний t , с на уровне 0,5 Атах для ускорений, скоростей и смещений и соответствующие им баллы для $M=7,5$

Ускорение, скорости, смещения			T_0 , с	t , с	I , баллы
$\ddot{X}$, g	0,5		0,6	6,3	9
$\dot{X}$, см/с	27		1,9	10	
X , см			4,7	16	
$\ddot{X}$, g	0,4		0,6	7,6	8
$\dot{X}$, см/с	21		1,9	12,6	
X , см			4,7	19	
$\ddot{X}$, g	0,3		0,6	9	8
$\dot{X}$, см/с	16		1,9	15	
X , см			4,7	23	
$\ddot{X}$, g	0,2		0,6	13	7
$\dot{X}$, см/с	10		1,9	20	
X , см			4,7	32	

карта изолиний вероятностей ускорений и скоростей сейсмических колебаний Душанбино-Гармского района для магнитуд $M=7,5$ (рис.5). Всего построено шесть карт для магнитуд от $M=8$ до $M=5,5$ с градацией через 0,5 магнитуды. Значения периодов максимальных амплитуд ускорений, скоростей и смещений для $M=7,5$, соответствующие им баллы по картам сотрясений, описанным выше, приведены в табл.4. Максимальные ускорения, превышающие величину $1g$, которые могут создаваться как малыми, так и большими магнитудами, на картах не обозначены, но возможности их возникновения непосредственно на разрывах земной коры следует учитывать при строительстве особо важных объектов. Используя подобную карту (рис.5) и табл.4, можно выбрать существенно различные аналоговые записи сильных землетрясений для одной и той же точки от разных магнитуд, возникающих в соответствии с графиком повторяемости, с разной вероятностью.

Итак, сделаем основные выводы.

Предлагаемый подход отличается от построения вероятностных карт сейсмической балльности и сейсмических воздействий, применяемых ранее. В частности, здесь учитываются как размеры сейсмогенных зон и очагов землетрясений, так и типы подвижек в очагах, могут учитываться и грунтовые условия для сейсмических воздействий.

При оценках ширины сейсмогенных зон использованы групповые связанные землетрясения, что позволяет значительно надежнее по фактическим данным проводить гра-

ницы их простираения в зависимости от энергетического уровня генерируемых толчков.

Карты вероятностей основных параметров сейсмических воздействий в представленном виде строятся впервые. Основное и принципиальное отличие составления этих карт в том, что строится не единая суммарная карта повторяемости параметров сейсмических колебаний, а отдельные карты для каждой магнитуды с шагом через 0,5 м, которые дают дифференцированные значения параметров сейсмических воздействий и их вероятностей. Это - немаловажный фактор, поскольку при малых магнитудах непосредственно в зонах очагов возникают боль-

шие ускорения силы тяжести, хотя и с малой длительностью процесса колебаний. Но при высокой частоте повторения таких магнитуд суммарный вклад в разрушение строительных объектов от них становится существенным.

Литература

1. Бабаев А.М., Колшаков Г.В., Мирзоев К.М. Сейсмическое районирование Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1978.
2. Бабаев А.М., Мирзоев К.М. Сейсмогенные зоны Таджикистана // Сейсмогенность некоторых районов юга СССР. - М.: Наука, 1976.
3. Заловский К.К., Логинова Г.М. Спектрально-временной анализ сильных мелкофокусных землетрясений из различных сейсмогенных зон Таджикистана. - Деп. в ВИНТИ, № 3360-82.
4. Лысков Л.М., Мирзоев К.М., Соболева О.В. Сейсмогенные зоны Рогунского района // Геология и геофизика Таджикистана. - Т.3. - Душанбе: Дониш, 1993.
5. Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1979-1984 гг. - Душанбе: Дониш, 1981, 1982, 1983, 1984.
6. Мирзоев К.М. Основные характеристики сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана // Сейсмогенность некоторых районов СССР. - М.: Наука, 1976.
7. Мирзоев К.М., Джураев Р. Основные закономерности затухания сейсмической балльности на территории Таджикистана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1982 г. - Душанбе: Дониш, 1984.
8. Мирзоев К.М., Рабочий Г.В. Методика расчета карт вероятностей сейсмических колебаний 7-, 8- и 9-балльной интенсивности на примере территории Большого Рогунского района // Геология и геофизика Таджикистана. - Т.3. - Душанбе: Дониш, 1993.
9. Сейсмическое районирование территории СССР / Отв. ред. В.И.Бунз, Г.П.Горшков. - М.: 1980.

Сейсмичность и сейсмическое районирование Западно-Уральского региона (до 54° N)

Т.С.Блинова, А.А.Маловичко

(Горный институт Уральского отделения РАН)

Оценка сейсмичности и сейсмическое районирование восточной части Восточно-Европейской платформы - важная проблема, связанная с эксплуатацией и строительством промышленных объектов, совершенно не рассчитанных на сейсмические воздействия, и с тем, что пропуск огромных слабоактивных платформенных территорий снижает уровень сейсмологических исследований и качество карт сейсмического районирования территории всей Северной Евразии [22,23]. Для получения такой оценки по платформенным регионам необходимо сопоставить их сейсмичность с геолого-геофизическими характеристиками. Для Западно-Уральского региона эти работы начаты в 1989г.

Составлен каталог землетрясений, который насчитывает 63 землетрясения за период с 1978 по 1995 гг. с магнитудами от 2,3 до 5,5. Эпицентры находятся на глубинах от 0,3 до 45 км в осадочном чехле, в фундаменте и, видимо, в мантии.

По картам (масштаба 1:2500000) геологическое строение, современные движения земной коры, геотермическое поле сопоставлены с сейсмичностью региона. Мы использовали данные о сейсмической активности южной части по материалам станции "Земля"[19]. В юго-восточной части Восточно-Европейской платформы с 1962 по 1965 год зарегистрировано 94 местных землетрясения с очагами на глубине 0-30 км, редко 50 км [20,21]. Из них 27 эпицентров находятся на изучаемой территории (рис.1).

По данным сравнительного анализа новейшей тектоники [5] и сейсмичности территории Западно-Уральского региона группа землетрясений (в количестве 33) располагается в непосредственной близости от активных в новейшее время глубинных разломов, ограничивающих западный борт Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской складчатой зоны, и в районе Кизеловского блока, испытывающего относительное новейшее воздымание (рис.2). Вместе с тем, для краевой складчатой зоны Урала характерно широкое развитие складчатых и разрывных нарушений надвигового типа с большой стратиграфической амплитудой и значительным горизонтальным перемещением блоков. Надвиги служат определяющим элементом в тектоническом строении изучаемой территории (17).

С другой стороны, эта группа землетрясений тяготеет к зоне влияния горных выработок шахтных полей, в пределах которых неоднократно фиксировались горные удары. Глубина землетрясений составляет

0,3-10 км. Приуроченность эпицентров к шахтным полям неслучайна, безусловно, горные работы в определенной мере инициируют землетрясения.

Другая большая группа, включающая 11 землетрясений, приурочена к неотектонически активным разломам и границам Предуральского и Пермского сложных блоков, а также Косвинско-Чусовского, Краснокамского и Лобановского макроблоков. На тектонической схеме Западно-Уральского региона эпицентры этой группы землетрясений располагаются вдоль Предуральского краевого прогиба в пределах Косвинско-Чусовской седловины и к югу от нее.

Таким образом, выделена зона, в которой зафиксировано 44 землетрясения, она определена как Кизеловско-Камская сейсмоактивная зона (рис.1). По тем же признакам, что и Кизеловско-Камская зона, выделена Кировская сейсмоактивная зона. Землетрясения Кировской группы находятся в непосредственной близости от неотектонических разломов, ограничивающих Казанско-Кажимский авлакоген и располагаются в районе Вятского макроблока, испытывающего относительное воздымание (рис.2). В зоне зарегистрировано 3 землетрясения.

Одно из проявлений активизации современных геодинамических процессов, протекающих в недрах, - резкое опускание нескольких участков территории Западно-Уральского региона.

За последние 12 лет по данным высокоточного нивелирования разными авторскими коллективами составлены три карты современных вертикальных движений (СВДЗК) для территорий Западно-Уральского региона. На этих картах картина распределения СВДЗК совпадает. Характерной особенностью современных вертикальных движений земной коры является наличие четырех зон опускания, соответствующих Камскому и Воткинскому водохранилищам и району п.Мишкино и п.Раевский, расположенных к северу и югу от г.Уфы (рис.3). Скорость опускания в районе Камского водохранилища достигает 6,9 мм/год, в районе Воткинского 7,4 мм/год, в районе п.Мишкино - 8,5 мм/год, в районе п.Раевский 6 мм/год. Одна из причин этих вертикальных отрицательных перемещений земной коры - техническая деятельность людей.

По данным трехкратного высокоточного нивелирования по профилю Киров-Пермь-Екатеринбург, проложенному вблизи Камского (объем воды 12,2 км³, площадь 1790 км²) [8] и Воткинского водохранилищ (объем 9,3 км³,

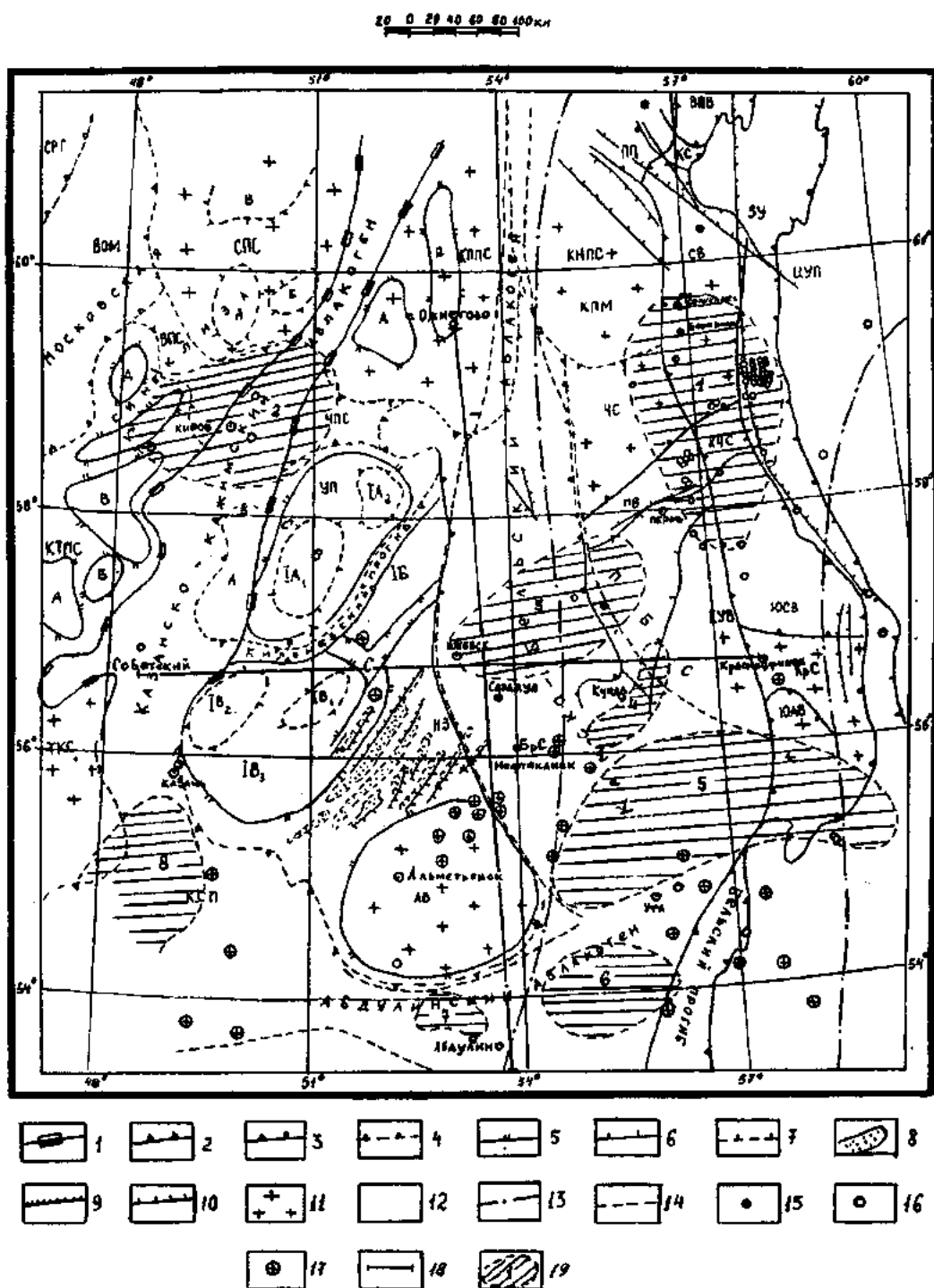


Рис. 1. Схема тектонического районирования Западно-Уральского региона с распределением сейсмоактивных зон, выделенных по комплексу геолого- геофизических данных. Установленные и предполагаемые границы: 1-крупнейших структур; 2-крупных структур; 3-Западно-Уральской складчатой зоны (восточная); 4-погребенных сводов и седловин; 5-погребенных и 6-сквозных вершин и выступов; 7-куполов, 8-валов и валообразных поднятий, 9-флексур, отражающих расположение разломов в фундаменте; 10-ступени в кровле фундамента по данным сейсморазведки (ПО "Пермьнефтегеофизика"); зоны развития фундамента: 11-беломорского, 12-карельского; 13-границы резкого изменения температуры на мантии по данным Н.С.Боганика, 1975г.; 14-границы Камско-Бельского и Абдулинского аелакогенов по различным данным; 15-ядерные взрывы; 16-эпицентры землетрясений по данным Горного института Уральского отделения РАН; 17-эпицентры землетрясений по данным В.И.Померанцевой; 18-региональные профили, по которым обобщены данные по глубинному строению земной коры и рассчитаны годовые

площадь 1790 км²) [6,10], определено, что за первый период геодезических измерений с 1930 по 1953 год скорость вертикальных движений составила 0,5 мм/год, с 1953 по 1976 год она выросла до 3 мм/год в результате дополнительной нагрузки массы воды после заполнения водой чаши Камского водохранилища в 1954 г. и в 1956 г. и чаши Воткинского водохранилища в 1961 г. и 1964 г. [6,9,12].

Возможно, на прогибание земной коры в районе Воткинского водохранилища в какой-то мере повлияли ядерные взрывы, произведенные на Осинском месторождении нефти (данные Пермского областного комитета по охране природы) 2 и 9 сентября 1969 г. мощностью 8-9 кт. Расположение взрывов совпадает с зоной наибольшего прогибания земной коры в этом районе (рис.1,3).

На опускание земной коры в районе Камского водохранилища могли повлиять ядерные взрывы, произведенные в 1981, 1984, 1987 гг. на Гажском месторождении нефти, расположенном в 65 км от зоны прогибания, и в 1971 г. в окрестностях озера Чусовского, в 200 км от этой зоны (рис.1,3). В 1981 и 1984 гг. производилось по 2 взрыва мощностью 2,2 кт, а в 1987 г. - 2 заряда по 2,2 кт одновременно. В 1971 г. был произведен взрыв 3-х зарядов по 15 кт одновременно (данные Пермского областного комитета по охране природы).

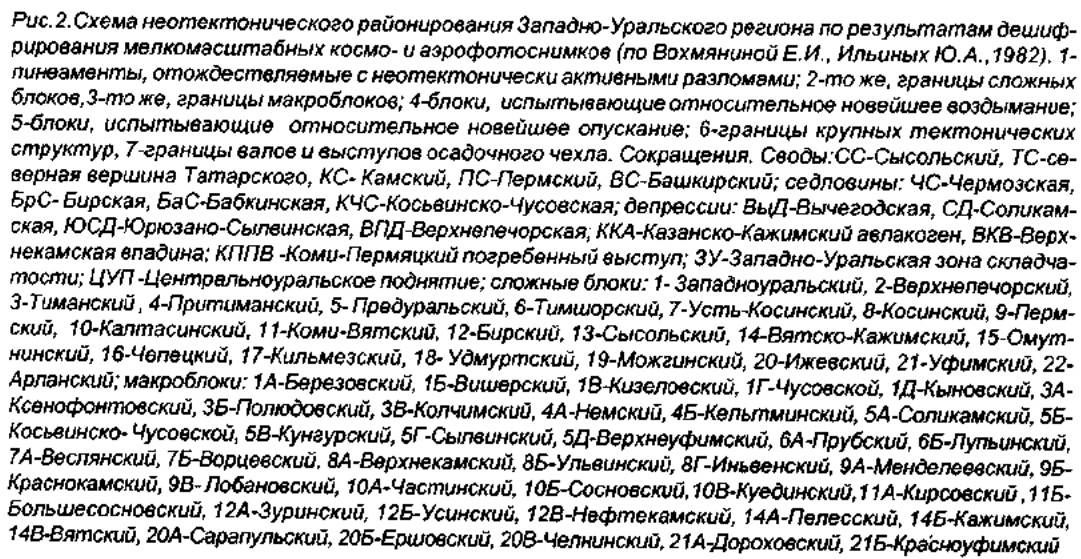
Несомненно, техноизостатические движения земной коры в данном районе могли усилиться за счет добычи угля в Кизеловском угольном бассейне и разработки Верхнекамского месторождения калийных солей. Так на шахтах ПО "Кизелуголь" только за последние 40 лет добыто более 300 млн.т угля [13], на Верхнекамском месторождении ежегодно извлекается до 40 млн.т калийных солей. Одновременно с извлечением полезных ископаемых на территории района формируются громадные селеотвалы и шламохранилища. Масса отвалов в районе Верхнекамского месторождения калийных солей превышает 300 млн.т. Выемка полезных ископаемых и перераспределение горной массы на достаточно ограниченной площади приво-

дят к интенсификации релаксационных процессов в высоконапряженном массиве, сопровождающихся высвобождением упругой энергии.

Без знания закономерностей изменения термического поля не может быть понята до конца сущность ни одного геологического процесса. Для этого использовались карты геотермических параметров. Проанализированы температуры кристаллического фундамента, значения геотермического градиента в верхней части земной коры, температуры поверхности терригенного девона и значения геотермического градиента этих отложений [9]. Были привлечены карты геотермического районирования и температур на мантии Западно-Уральского региона.

По картам геотермического районирования и температур на территории Западно-Уральского региона выделены семь зон с аномальными условиями теплопередачи: Кизеловско-Камская, Куединская, Мишкинская, Раевская, Абдулинская, Южно-Казанская и Кировская (рис.1,4). В этих зонах повышенным температурам по кровле девона соответствуют минимальные значения геотермических градиентов в толще терригенного девона - это признак внутрипластовой разгрузки и регионального подтока глубинных термальных вод по разломам и нарушениям фундамента и осадочного чехла ($T > 40^\circ$, $\Gamma < 1,5^\circ \text{C}/100 \text{ м}$). Кроме того, Кизеловско-Камская, Восточно-Ижевская, Мишкинская и Раевская зоны выделяются на карте современных вертикальных движений земной коры как участки резкого ее опускания и попадают в зону температурной неустойчивости на "Карте преимущественного значения температур на мантии для Восточно-Европейской платформы" [1] (рис.1). Эта зона фиксируется в области разломов, отделяющих Восточно-Европейскую платформу и Предуральский прогиб от Урала, и характеризуется значительными изменениями температуры на соседних участках земной коры. Ее границы показаны на рис.1. Факт территориального совпадения областей с температурной неустойчивостью с участками

графы сейсмических волн (Горный институт Уральского отделения РАН, 1994), 19-сейсмоактивные зоны, выделенные по комплексу геолого-геофизических данных (Горный институт Уральского отделения РАН): 1-Кизеловско-Камская, 2-Кировская, 3-Восточно-Ижевская, 4-Куединская, 5-Мишкинская, 6-Раевская, 7-Абдулинская, 8-Южно-Казанская. Сокращения: ВПВ-Верхнепечорская впадина, КС-Колвинская седловина, СВ-Соликамская впадина, КЧС-Косьюинско-Чусовская седловина, ЮСВ-Юрюзано-Сывинская впадина, КРС-Красноуфимская седловина, ЮАВ-Юрюзано-Айская впадина, Т-Тюмен, ПП-Притюменский прогиб, ПБС-Пермско-Башкирский свод (ПВ-Пермский выступ, КУВ-Кунгуро-Уфимский выступ, БВ-Башкирская впадина), ЧС-Чермозская седловина, КППС-Камский наложенно-погребенный свод, КППС-Компильский погребенный свод (А-Климовский, Б-Лойнинский выступы), БРС-Бирская седловина, ЧПС-Чепецкая седловина, ТС-Татарский свод (СВ-северная вершина, АВ-Альметьевская вершина), А-Немский выступ, А-Ломикский и А-Яранский купола, ИВ-Ижевский и ИВ-Кукморский выступы, ИВ-Кукморский купол, ИВ-Арско-Цильинский купол, ИВ-южный склон выступа, УП-Уинский прогиб, НЗ-Нижнекамская зона дислокации, СПС-Сыктывкарский погребенный свод (А-Летниковский, Б-Синегорский, В-Читаевский купола), ВПС-Великоуречья погребенная седловина, КППС-Котельничский погребенный свод (А-Санчурский, Б-Яранский, В-Парфеновский, Г-Котельничский, Д-Даровский выступы), МПС-Марийская погребенная седловина, ТКС-Токмовский свод, ВОМ-Ветлужско-Опаринская моноклиналь, СРГ-Средне-Русский грабен, КПС-Казанско-Сергиевский прогиб



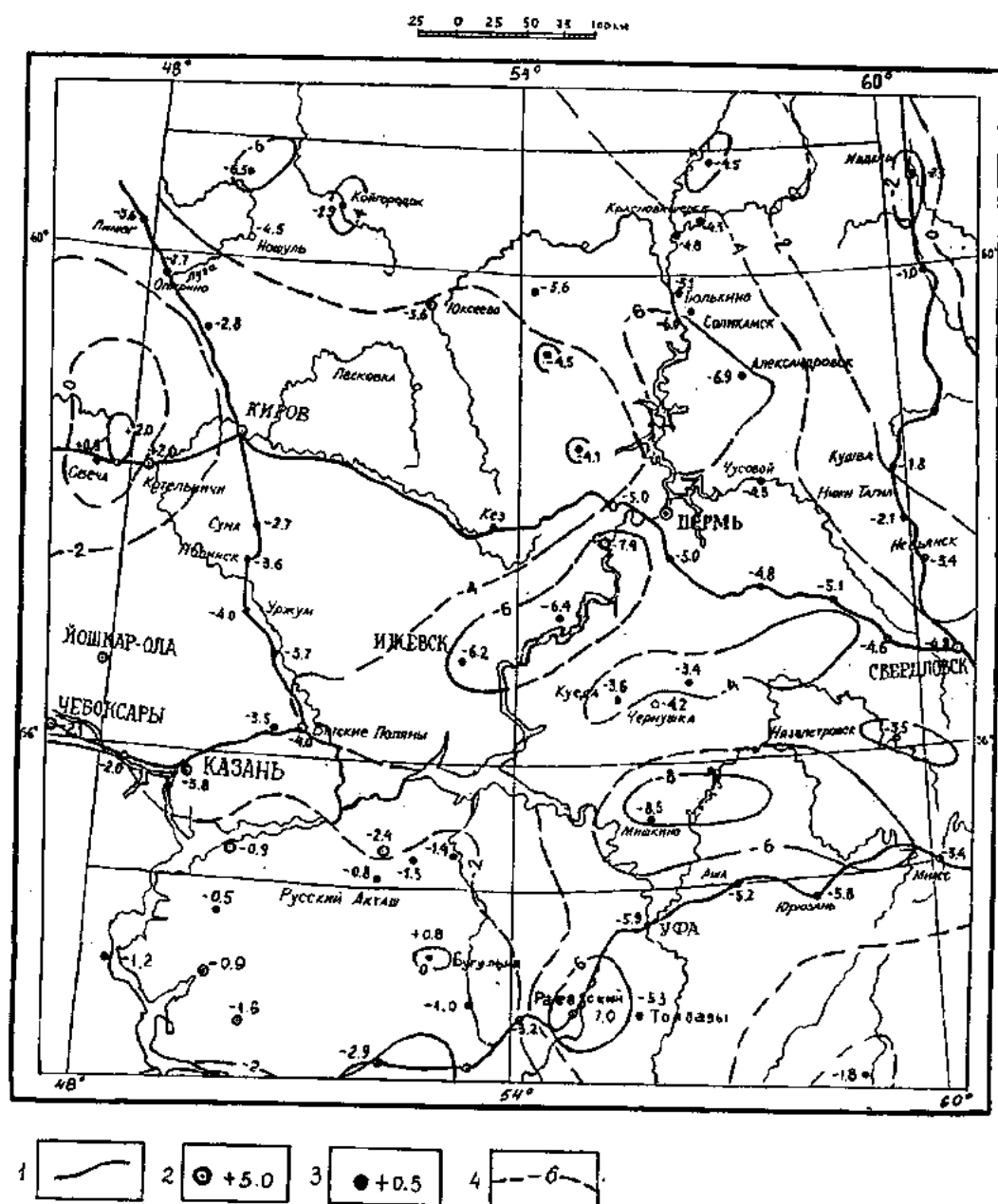


Рис. 3. Карта современных вертикальных движений земной коры для территории Западно-Уральского региона (с "Карты СВДЗК по геодезическим данным на территорию СССР", ГУКК, 1989 г.). 1-линии повторного нивелирования; 2-точки, скорости которых угаданы совместно и значения их скоростей в мм/год; 3-характерные пункты сети и их скорости в мм/год, 4-изолинии скоростей вертикальных движений в сечении 2 мм/год.

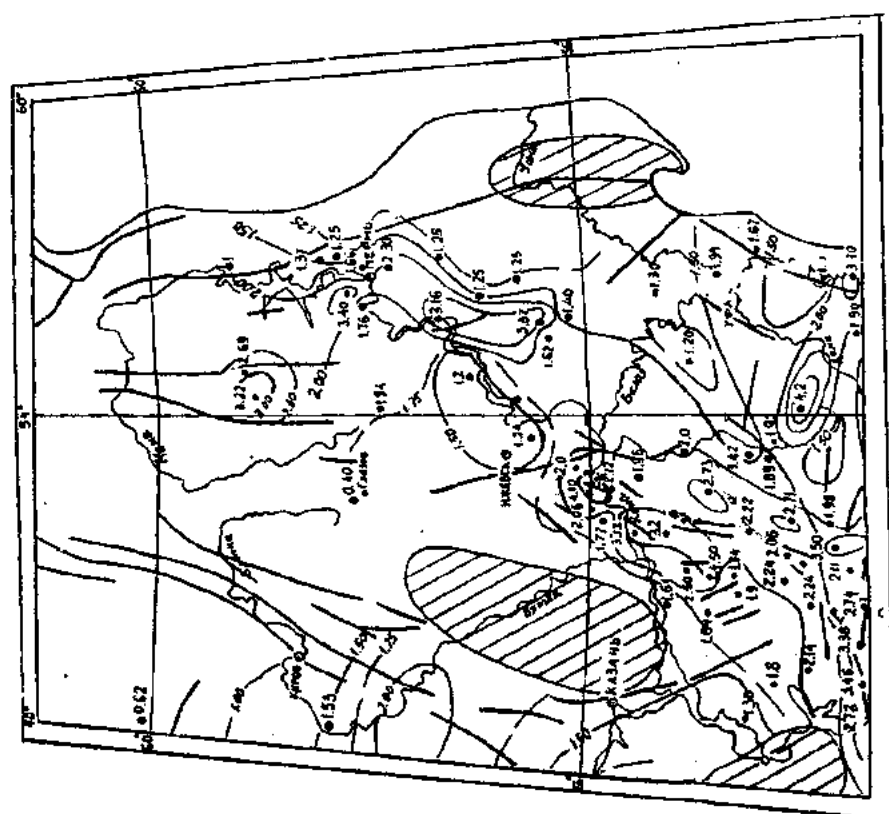
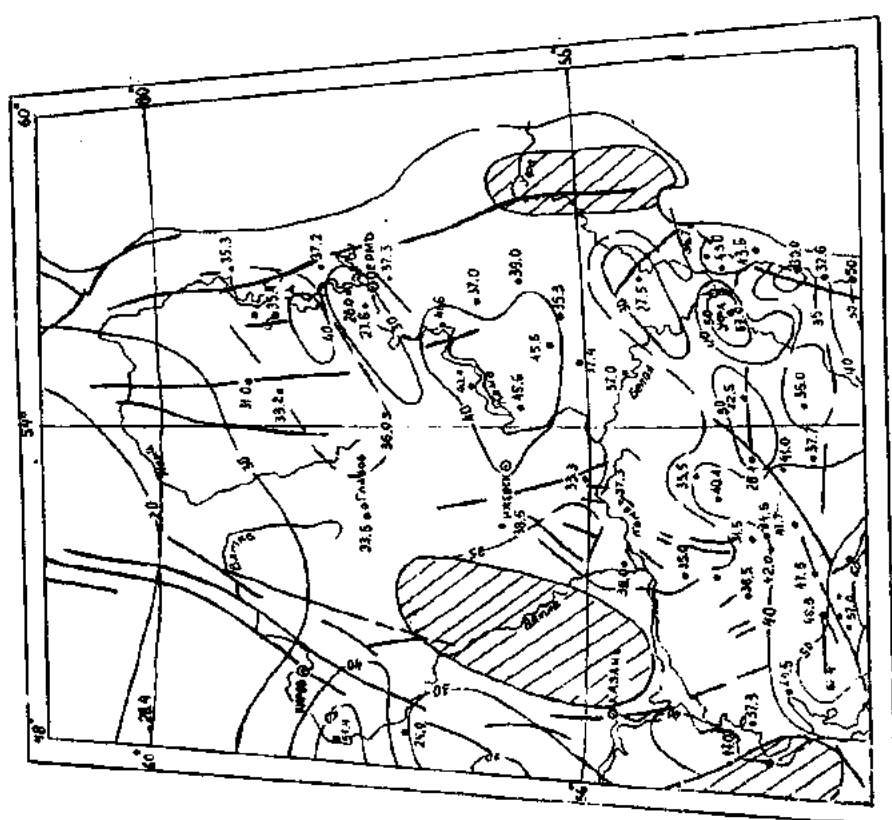
ми современных вертикальных движений земной коры и с сейсмологическими данными важен для изучения ее современного термодинамического режима. С границами зоны температурной неустойчивости связывается 11 эпицентров землетрясений (рис. 1).

По совокупности всех признаков в Западно-Уральском регионе выделены восемь крупномасштабных зон геологической нарушенности горных пород: Кизеловско-Камская, Восточно-Ижевская, Кировская, Куединская, Мишкинская, Раевская, Абдулин-

ская и Южно-Казанская. В каждой из них зарегистрированы землетрясения, поэтому их можно считать сейсмоактивными.

Основываясь на концепции слоистоблоковой структуры земной коры, успешно развиваемой в последнее десятилетие [7, 11], наиболее крупный и сложно построенный Волго-Камский геоблок разделен на более дробные, как это показано на схеме тектоники Западно-Уральского региона [2, 16].

Системы субмеридиональных гряд поднятий фундамента разделены на авлакогенами



- межблоковыми системами, являющимися наиболее энергоемкими и напряженными участками литосферы (рис.1) [3,4,14,18].

На западе Токмовско-Сыктывкарская и Альметьевско-Коми-Пермская гряды выступов фундамента и соответствующие им сводовые поднятия в осадочном чехле разделены глубоким грабеновым прогибом Казанско-Кажимского авлакогена.

С востока Альметьевско-Коми-Пермская гряда отделяется от системы поднятий, включающей Пермско-Башкирский и Камский своды, Камско-Бельским авлакогеном.

С севера и юга описанная система массивов и авлакогенов обрамляется структурами того же порядка, но они имеют субширотное и юго-восточное простирание. На севере к ним относится Предтимацкий прогиб, на юге - Абдулинский авлакоген.

В результате проведенных исследований получено представление о размещении крупномасштабных зон нарушения в восточной части Восточно-Европейской платформы (рис.1): они приурочены к межблоковым системам; Кировская и Южно-Казанская сейсмоактивные зоны располагаются в центральной части Казанско-Кажимского авлакогена и в зоне слияния южного его окончания с Казанско-Сергиевским прогибом; Восточно-Ижевская, Куединская и Мишkinsкая - в центральной и южной частях Камско-Бельского авлакогена, Раевская и Абдулинская - в Абдулинском авлакогене; Кизеловско-Камская сейсмоактивная зона располагается в Уральской межгеоблоковой тектонически напряженной подвижной системе.

По данным изучения авлакогенов и разломов в восточной части Восточно-Европейской платформы [14] самая последняя фаза их тектонической активности относится к позднему(?) плиоцену-антропогену. С этой фазой связано оживление древних авлакогенов и образование новых грабенообразных структур и разломов. Вероятно, что их оживление свидетельствует о тектоническом растяжении, свойственном плиоцен-четвертичной эпохе [14,15].

Выводы

На территории Западно-Уральского региона по комплексу геолого-геофизических данных выделены Кизеловско-Камская, Кировская, Восточно-Ижевская, Куединская, Мишkinsкая, Раевская и Южно-Казанская сейсмоактивные зоны (рис.1).

Кировская, Восточно-Ижевская, Куединская, Мишkinsкая, Раевская, Абдулинская и Южно-Казанская зоны располагаются в авлакогенах, являющихся межблоковыми

системами, которые на новейшем этапе тектонического развития, по всей видимости, находятся в стадии растяжения, что еще раз подтверждает и объясняет их тектоническую и в большинстве случаев даже сейсмическую активность.

Полученные результаты дают представление о размещении сейсмоактивных зон в межблоковых системах для восточной части Восточно-Европейской платформы и могут быть использованы для сейсмического районирования Западно-Уральского региона.

Литература

1. Боганик Н.С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. - М.: Наука, 1975. - 158 с.
2. Блинова Т.С. Оценка сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных в регионах с платформенным режимом на примере Западно-Уральского региона //Тез. докл. регион.научно-технич.конференции "Экологическая безопасность городов Урала".-Пермь, 1994.- С.14-17.
3. Валеев Р.Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. - М.:Недра, 1968.-116 с.
4. Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы //Советская геология.-1969.- №4.- С.58-67.
5. Вохмянина Е.И., Ильиных Ю.А. Некоторые результаты дистанционных исследований при нефтепоисковых работах на севере Урало-Поволжья //Науч.тр./Всероссийский научно-исследовательский геолого-разведочный нефтяной институт.-1982.- Вып.243.-С.44-49.
6. Гореликов Н.М., Алексеев М.С. Воткинское водохранилище: Текст лекций /Перм.ун-т.-Пермь,1986.-56 с.
7. Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки Европейской части СССР //Докл. на заседании президиума Коми филиала АН СССР, 16 сентября 1976 г.-Сыктывкар, 1976. - 48 с.
8. Дубровин Л.И. Камское водохранилище. - Пермь, 1959. -160 с.
9. Ерофеев В.Ф. Геотермические закономерности артезианских бассейнов Русской плиты в связи с размещением залежей нефти и газа: Автореф.канд.дис. - Л.:ВНИГРИ, 1972.
10. Казаков А.М., Муравейская М.В. Воткинское водохранилище. Пермь.- 1961.- 55 с.
11. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. - М.:Недра, 1984.
12. Левкович Р.А., Дейнега Г.И. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях.-М.:Наука, 1982.- 75 с.
13. Маловичко А.А., Сысольтин Ф.В., Блинова Т.С. Особенности техногенной сейсмичности Кизеловского угольного бассейна //Тез. докл. VI Международ. семинара "Горная геофизика, 7-9 июля 1993 г." - Пермь, 1993.- С.18.
14. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах).- М.:Недра, 1983. - 208 с.

Рис.4. Схематические геотермические карты Западно-Уральского региона (по В.Ф.Ерофееву, 1970): а-равных значений геотермического градиента в терригенной толще девонских отложений; 1-опорные значения геотермического градиента в град.С/100 м; 2-изолинии равных значений геотермического градиента; 3-дополнительные изолинии равных значений геотермического градиента; 4-разломы фундамента по Л.К.Розанову; 5-область отсутствия девона; 6 - геоизотерм по поверхности терригенного девона. 1- опорные значения температуры в град.С; 2-геоизотермы; 3-дополнительные геоизотермы; 4-разломы фундамента по Л.Н.Розанову; 5-область отсутствия девона

15. Никонов П.И. Методика тектонодинамического анализа. - М.: Недра, 1992. - 292 с.

16. Новоселицкий В.М., Щербинина Г.П., Блинова Т.С. Природа сейсмичности на восточной окраине Восточно-Европейской литосферной плиты // Тез. докл. первого международного семинара "Напряжения в литосфере (глобальные, региональные, локальные)". - Москва, 1994. - С. 131.

17. Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. - 132 с.

18. Петропавловский В.В., Клубов В.А. Тектоническое районирование Волго-Уральской области в свете новых данных и общие условия нефтегазоносности региональных структур // Науч. тр. Всесоюзного научно-исследовательского геолого-разведочного нефтяного института. - Камский филиал. - Пермь, 1973. - Вып. 123. - С. 108-115.

19. Померанцева И.В., Можженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". - М.: Недра, 1977. - 256 с.

20. Померанцева И.В., Можженко А.Н. Применение сейсмологических станций "Земля" при изучении строения юго-востока Русской платформы // ДАН СССР. - Т. 163. - 1965. - № 1. - С. 171-174.

21. Померанцева И.В., Егоркин Г.В. Записи местных землетрясений и взрывов, полученные при работах со станциями "Земля" в районах с различным геологическим строением // Прикладная геофизика. - 1969. - Вып. 54. - С. 45-59.

22. Программа исследований по проблеме "Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии" // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. - М.: ИФЗ РАН. - 1993. - Вып. 1. - 303 с.

23. Хромовских В.С., Солоненко Н.А. Современная геодинамика литосферы континентов. Платформы. - М.: Недра, 1991. - 279 с.

УДК 550.343.4:(624.131+556.3)

© П.В.Царев, 1996

Вопросы сейсмического районирования при производстве инженерно-геологических и гидрогеологических съемок

П.В.Царев (ВСЕГИНГЕО)

Как известно, около 20% территории России подвержено воздействию землетрясений интенсивностью более 7 баллов. Более 5% территории страны располагается в чрезвычайно опасных 8-9-балльных зонах. Это районы Северного Кавказа, Забайкалья, Якутии, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. Землетрясения наносят значительный материальный ущерб и сопровождаются человеческими жертвами. Это хорошо иллюстрируется данными о последствиях землетрясений, происшедших в последнее время: Шикотанского на Курильских островах 5 октября 1994 г. и Сахалинского - 28 мая 1995 г. Снизить материальный ущерб и другие последствия сильных землетрясений можно, если заблаговременно прогнозировать их проявления. Но прогноз землетрясений - дело сложное и дорогостоящее, особенно сейчас, когда сейсмологическая служба России сильно ослаблена крайней недостаточностью финансирования для ее технического перевооружения и обеспечения нормальной работы ее персонала.

Один из путей снижения ущерба от землетрясений - подготовительные профилактические мероприятия, в которые входит сейсмическое районирование с регламентацией всей инженерно-хозяйственной деятельности в сейсмоопасных зонах, с учетом реального проявления землетрясений в конкретных геологических, инженерно-геологических и гидрогеологических условиях.

Региональное сейсмическое районирование с выделением зон с различной интенсивностью (сотрясаемостью) землетрясений выполнялось на основе данных сейсмических станций о регистрации происходящих землетрясений с учетом структурно-тектони-

ческого строения территорий. Такое районирование регламентируется строительными нормами и правилами (СНиП 11-7-81), которые к настоящему времени устарели. В этом нормативном документе приведены карты регионального сейсмического районирования с указанием балльности и повторяемости землетрясений в выделенных сейсмических зонах. Сейсмическая балльность выделенных на картах сейсмических зон приведена средняя, без учета влияющих на нее факторов. Между тем в результате многочисленных исследований по инженерной сейсмологии определено, что на сейсмическую интенсивность (то есть балльность землетрясений) территории влияют многие факторы, в частности:

- состав, состояние и физико-механические свойства горных пород,
- положение уровня и режим подземных вод,
- крутизна и устойчивость склонов и откосов,
- развитие и активность экзогенных геологических процессов (оползней, обвалов и др.),
- тектоническая активность на современном этапе геологической истории (наличие активных "живых" тектонических нарушений, дифференцированных современных тектонических движений),
- резонансные явления на границах раздела слоев с разным литологическим составом,
- техногенное влияние на геологическую среду.

Естественно, учесть перечисленные факторы, влияющие на сейсмическую сотрясаемость территории с различным геологи-

ческим строением, различными инженерно-геологическими и гидрологическими условиями и различной степенью влияния техногенеза на геологическую среду просто невозможно при региональном сейсмическом районировании.

Поэтому нередко случаи необоснованного выбора, с точки зрения сейсмоопасности, размещения крупных промышленных, энергетических и других объектов в сейсмоактивных зонах, как это случилось с выбором мест расположения проектировавшихся в свое время Крымской и Северо-Кавказской АЭС.

Методы учета влияния большинства перечисленных факторов на сейсмическую сотрясаемость при землетрясениях уже разработаны, но еще не нашли широкого практического использования в сейсмическом районировании более детальных масштабов, чем это приведено в названном СНИПе. Только уже на выбранных площадках и на территории некоторых крупных городов выполняется сейсмомикрорайонирование, но уже после того, как объект размещен без учета факторов, влияющих на сейсмическую балльность территории.

Геологические организации Роскомнедра проводят комплексные инженерно-геологические и гидрогеологические съемки масштаба 1:200 000 и крупнее для детального изучения перечисленных выше характеристик геологической среды, которые могут и должны использоваться для количественной оценки изменения (увеличения или уменьшения) сейсмической балльности различных участков территории по сравнению с исходной, то есть утвержденной нормативными документами.

Геологические организации с помощью сейсмологов должны завершать съемочные

работы составлением схем или карт сейсмического районирования.

Следует остановиться еще на одном вопросе. В мировой практике изучению и оценке влияния состава и свойств горных пород приморских территорий на сейсмические воздействия уделяется большое внимание. Например, как показали исследования, водонасыщенные песчано-глинистые породы берегов Аляски, Японских островов при сейсмических воздействиях полностью теряют свою структурную прочность, то есть разжижаются, а сооружения на таких породах разрушаются. Восточные берега Сахалина, в частности в районе Нейтегорска (полностью разрушенного при землетрясении 28 мая 1995 г.), сложены мощной толщей молодых (плиоценового и четвертичного возраста), мелкозернистых песчаных и глинистых водонасыщенных отложений. Можно полагать, что это и послужило фактором, усилившим сейсмическое воздействие на все сооружения Нейтегорска. Изучению и оценке влияния сейсмичности на породы такого типа у нас в настоящее время не уделяется должного внимания. Между тем, значительная часть берегов Каспийского и других морей сложена именно такими породами.

Таким образом, по мнению автора, необходимо включить в задачи комплексных инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, проводимых организациями Роскомнедра в сейсмоактивных зонах, изучение влияния геологических, инженерно-геологических и гидрогеологических условий на сотрясаемость при землетрясениях и составление карт или схем сейсмического районирования; изучение влияния сейсмичности на состояние и свойства песчано-глинистых пород морских побережий, в частности на оценку их разжижаемости при землетрясениях.



РЕШЕНИЕ
научно-координационного совещания
Роскомнедра и РАН
"Глубинное строение, геодинамика, сейсмичность
Восточно-Европейской платформы"

25-28 сентября 1995 г.

г. Саратов

1. По инициативе ВНИИГеофизики, ВНИИГГ Роскомнедра и секций НТС НИКСЦентра РАН "Геодинамика" и "Сейсмическая опасность и сейсмическое районирование" с 25 по 28 сентября 1995г. в г.Саратове состоялось научно-координационное совещание, посвященное рассмотрению вопросов геодинамики, глубинного строения и сейсмичности Восточно-Европейской платформы. В работе совещания приняли участие более 50 специалистов из 15 научных и производственных организаций Роскомнедра, РАН, Минтопэнерго, Минобразования. Список участников совещания находится в ВНИИГГ.

На совещании было заслушано около 40 докладов и проведено их обсуждение. Кроме того на заседании рабочей группы по составлению карты сейсмического районирования Восточно-Европейской платформы были сделаны сообщения по редактированию региональных макетов карт зон ВОЗ.

В дни работы совещания были обсуждены следующие темы:

I - методика исследований глубинного строения, геодинамики и сейсмичности Восточно-Европейской платформы. II - результаты изучения глубинного строения, геодинамики и сейсмичности Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий. III - методические вопросы сейсмического районирования. Карта зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) для регионального сейсмического районирования Восточно-Европейской платформы.

Оценивая современное состояние обсуждаемой проблемы комплексного изучения тектоники, внутреннего строения и сейсмической активности Восточно-Европейской платформы надо отметить, что:

главная особенность проблемы сейсмического районирования территории России состоит в необходимости районирования обширных платформенных регионов. Основная трудность решения этой проблемы - обнаружение тектонически активных и сейсмически опасных мест с низким геодинамическим фоном в пределах платформы. В таком случае использование стандартных методов и технологий распознавания сейсмичных областей, разработанных применительно к активным горным областям, в условиях слабоконтрастных геологических и геофизических аномалий затруднительно.

Тем не менее, создана региональная комплексная геолого-геофизическая основа для решения вопросов оценки сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы. И хотя детальность геолого-геофизических построений для платформы в целом не превышает масштаба 1:2 500 000 - 1 500 000, концепция "оживления" бывшей статичной платформы все же создается совместными усилиями геологов, геофизиков, сейсмологов (у последних - дефицит информации о слабых и сильных толчках).

Во ВНИИГеофизики Роскомнедра завершено крупное обобщение геофизических материалов и создаются комплект карт глубинного строения и современной геодинамики Восточно-Европейской платформы масштаба 1:5 000 000, электронная база данных, хранящаяся на твердых носителях. В центре ГЕОН накоплен уникальный материал глубинных исследований вдоль протяженных геотраверсов через основные регионы платформы и Урала. В регионах Урала, Предуралья, Поволжья, Воронежского и Балтийского щитов, в пределах юга платформы и Скифско-Туранской плиты, в Предкавказье и других тектонических районах накоплен огромный материал комплексных исследований за многие годы. Обобщение, анализ и обработка этих данных в целом носят пока неорганизованный характер.

В рамках ГНТП "Глобальные изменения природной среды и климата" (проблема "Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии") институтами РАН выполнен большой объем работ по созданию сейсмологической и сеймотектонической базы данных (каталоги, активные разломы, неотектоника, изостазия и др.) для территории бывшего СССР и в том числе для Восточно-Европейской платформы. Разработаны альтернативные методы и сеймотектонические модели Восточно-Европейской платформы.

Появились альтернативные подходы и конкретные решения задач по прогнозу напряженно-деформированного состояния, выявлению зон ВОЗ (исследования ОИФЗ РАН), хотя в последнем случае сторонникам разных методов пока трудно прийти к согласию относительно предмета дискуссии - зон вероятного возникновения землетрясений и их энергетического уровня.

Детальные геолого-геофизические построения и материалы высокой точности (Татнефть, Татнефтегеофизика, Татарстангеология), тем не менее, вселяют надежду на решение этих вопросов в будущем.

Обозначились новые решения в определении напряженного состояния крупных объемов коры по геофизическим данным (ОИФЗ, Уралгеолком, Воронежский ГУ).

Впервые ясно определились взаимозависимые цели и задачи по изучению современных геодинамических процессов, сейсмичности и геоэкологии как в плане региональных, так детальных и локальных объектов. Важность и трудность этой проблемы нельзя недооценить.

Региональное обобщение геолого-геофизических данных (ВНИИГеофизики, ГЕОН), материалов неотектоники, структурной геоморфологии (Научный инженерно-геологический и экологический центр, ОИФЗ), а также детальных исследований на платформе обозначили новые темы для совместных работ:

- сейсмичность и активность, механизм формирования малых структурных форм;
- наведенная сейсмичность, методы исследования и оценки опасности;
- динамические поля в зонах разломов и активных контактов;
- региональное и локальное поля тектонических напряжений в зонах взаимодействующих активных неоднородностей.

Мы находимся лишь в начале пути комплексных глубинных сейсмотектонических исследований Восточно-Европейской платформы, поэтому понятно, что несмотря на заметные успехи, недостатков в обсуждаемых исследованиях немало. Это обусловлено недостаточной целенаправленностью, методической разобщенностью исследований, отсутствием единой методики изучения среды сейсмичных и асейсмичных зон, несогласованностью геолого-геофизических и сейсмологических (теперь можно сказать и геоэкологических) наблюдений.

Глубинными сейсмотектоническими исследованиями до сих пор не охвачены слабоактивные регионы, в том числе Европейская часть России, в пределах которой осуществляется строительство особо важных объектов, требующих геолого-геофизического обоснования выбора места.

Дефицит сейсмологической, в особенности, прецизионной информации о землетрясениях на этих обширных территориях требует особого внимания к развитию сейсмотектонических методов, в том числе с применением статистических методов, методов сравнительного тектонического анализа и др.

Недостает полевых исследований, в том числе - детального геологического, геофизического, сейсмологического изучения разломов, в первую очередь активных, а также зон их геодинамического влияния.

Для таких значительных территорий, какими являются платформы, слабо или вовсе не используются дистанционные методы геолого-геофизического содержания, методы геоморфологического и неотектонического анализа.

Разноранговость, разноточность, разновозрастность процессов и объектов в коре затрудняют создание единой правдоподобной концепции, их пространственно-временные наблюдения, тем более, что стандартные методы, разработанные для условий горных регионов, для платформенных условий не пригодны.

По-прежнему не удается создать согласованную карту зон вероятных очагов землетрясений (ВОЗ) для территории Восточно-Европейской платформы. Расхождения взглядов исследователей на методы построения карты зон ВОЗ не являются главной причиной этих неудач.

Отсутствуют региональные целевые программы, аккумулирующие цели, задачи и средства для выполнения неотложных комплексных геолого-геофизических, сейсмологических и геоэкологических исследований.

Отсутствуют региональные центры и единый центр сбора, хранения и обработки геолого-геофизической, сейсмологической и другой информации, необходимой для задач сейсмического районирования платформы разной детальности. Мало электронных карт, позволяющих на базе имеющихся технологий принимать быстрые или срочные экспертные решения.

Назрела необходимость развития на платформе работ по детальному сейсмическому районированию регионов и районов, насыщенных подземными разработками, захоронениями, промышленными центрами. Необходимо усилить работы по мониторингу геологической изменяющейся среды; идея и технология таких работ, правда, находятся в стадии разработки.

Отсутствует минимальная финансовая поддержка перечисленных работ со стороны ведомств.

Есть предложения выполнять такого рода исследования за счет бюджета субъектов федерации и ставок отчисления на воспроизводство минерально-сырьевой базы России.

На основании заслушанных докладов и дискуссии в ходе их обсуждения совещание рекомендует:

По теме "Геолого-геофизические исследования":

1. Одобрить основные положения "Концепции (системы) комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения природных объектов и современных геодинамических процессов", разрабатываемой Роскомнедра совместно с РАН. Просить ВНИИГеофизики (Ю.К.Шукин) завершить составление проекта до конца 1995 года и разослать во все заинтере-

ресованные организации для использования при планировании и проведении комплексных геолого-геофизических работ в сейсмичных регионах России.

2. Просить секцию "Геодинамика" НТС НИКСЦентра РАН (А.В.Николаев, Ю.К.Шукин) в 1996 году сосредоточить усилия на привлечении всех заинтересованных организаций Роскомнедра и РАН к созданию комплектов карт геолого-геофизического, сейсмотектонического, геодинамического содержания на комплексной глубинной основе. Масштабы построений (карт, схем, разрезов) 1:5 000 000 - 1:2 500 000 для Восточно-Европейской и других платформ в целом и 1:1 000 000 - 1:500 000 - для тектонических единиц и регионов платформы и перирогенов.

Обратиться в Роскомнедра и РАН с просьбой о финансовой поддержке работ по обобщению, анализу и хранению накопленной информации и о включении таких направлений в планы научно-исследовательских работ организаций.

3. Дополнить сеть профильных комплексных глубинных исследований в пределах слабо изученных регионов Европейской части России. Центру ГЕОН, Спецгеофизика, Уралгеолком и др. совместно с секциями "Геодинамика" и "Сейсмическая опасность и сейсмическое районирование" НТС НИКСЦентра РАН обосновать предположительные трассы профилей сейсмических зондирований, совместив их с расположением объектов и аномалий тектонической и сейсмической активности. Возможные варианты таких профилей (ГЕОН): Новоросийск-Альметьевск (Миннибаевская СГ-скважина), р.Терек-Саранск, Саранск-Н.Тагил (СГ).

4. Принимая во внимание постоянно растущую техногенную нагрузку на земную кору, связанную с увеличением объема горных работ, добычей нефти, газа и др., а также с увеличением числа народно-хозяйственных объектов, повреждение которых связано с опасностью возникновения экологических катастроф, сосредоточить научные исследования на проблеме наведенной сейсмичности, оценке опасности и риска индуцированных землетрясений, разработке методов снижения опасности (НИКСЦ, ОИФЗ).

Разработать программу изучения наведенной сейсмичности и рассмотреть ее на одном из заседаний секции "Сейсмическая опасность и сейсмическое районирование" НТС НИКСЦ РАН.

5. Разработать системный проект и приступить к организации сети комплексных непрерывных (полигонных) наблюдений в районах расположения крупных городов и промышленных центров. Центру ГЕОН (Л.Н.Солодилов) и ИГЦ РАН (В.И.Осипов) уточнить планы и выбрать объекты первоочередных совместных работ по оценке их сейсмической активности и геозекологической опасности. Обеспечить эти объекты необходимым комплексом для проведения режимных и стационарных инженерно-геозекологических наблюдений.

6. Принимая во внимание слабую сейсмотектоническую изученность Поволжья и повышенную плотность ответственных и экологически опасных объектов в регионе:

- организовать совместную систему геодинамических и сейсмологических наблюдений сетью РАН, Роскомнедра, Минтопэнерго;

- разработать силами организаций РАН, Роскомнедра, Минтопэнерго в рамках федеральной программы сейсмических наблюдений и прогноза землетрясений России Региональную целевую программу, определив первоочередными задачами: создание региональных и охранных сейсмологических сетей; испытательного геодинамического полигона; работы по детальному сейсмическому районированию Поволжья. Согласованную программу мероприятий представить в МЧС России.

По теме "Сейсмическая опасность и зоны ВОЗ Восточно-Европейской платформы":

1. На основе рассмотрения карты зон ВОЗ (версия доменов Н.В.Шебалина), карты Мтах (А.Ф.Грачев, С.Л.Юнга, Ш.Ф.Мухамедиев) Восточно-Европейской платформы и материалов по региональным зонам ВОЗ, подготовленным представителями А.О.Татнефть, Горного института УрО РАН, Екатеринбургского института геофизики УрО РАН, Воронежского государственного университета и Нижне-Волжского научно-исследовательского института геологии и геофизики Роскомнедра, согласованы зоны ВОЗ рассмотренных регионов платформы. В связи с этим:

- просить К.М.Мирзоева, руководителя рабочей группы проекта 2.2.1 проблемы 2.2 "Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии" по составлению карты сейсмического районирования Восточно-Европейской платформы, согласовать макет карты зон ВОЗ для территории Башкортостана до 15.11.95 года с Институтом геологии Уфимского научного центра РАН (И.Н.Пучков).

- просить К.М.Мирзоева, В.И.Уломова, А.Ф.Грачева, Г.И.Рейснера, Ю.К.Щукина до 15.12.95 года согласовать оценки Мтах для выделенных зон ВОЗ.

2. В период совещания проведена работа (Л.С.Чепкунас) по согласованию каталога землетрясений Восточно-Европейской платформы в рамках 1 листа (4-1; 5-1; 6-1) за 1467-1994 годы. После сопоставления "Каталога нетектонических землетрясений Восточно-Европейской платформы" (А.А.Никонов) и "Каталога землетрясений за 1596-1994 годы" (В.А.Огаджанов), из последнего были исключены два оползневых события и согласованы магнитуды генерального каталога по спорным сейсмологическим событиям.

На основании выполненной работы в срок до конца 1995 года:

- уточнить магнитуду двух землетрясений 1845, 1865 годов и даты двух землетрясений 1884 года (В.А.Огаджанов);
- провести согласование параметров землетрясений 29 июня 1839 года и 10 июля 1939 года (Л.С.Чепкунас, И.В.Ананьин);
- представить список землетрясений Татарии и Воронежской области (В.М.Мирзоев, Л.И.Надежка);
- организовать работу по идентификации промышленных взрывов в Уральском регионе для изъятия их из генерального каталога землетрясений (С.Н.Кашубин);
- провести проверку генерального каталога землетрясений Восточно-Европейской платформы и идентифицировать крупные промышленные и ядерные взрывы в пределах Европейской части России (С.Л.Костюченко).

3. Просить НИКСЦентр РАН (А.В.Николаев) на заседании НТС рассмотреть на конкурсной основе предложения о создании регионального сейсмологического центра для сбора, обработки и хранения данных локальных сетей сейсмических станций, регистрирующих местные сейсмические и техногенные процессы (города-претенденты Казань, Воронеж, Саратов, Екатеринбург).

ВОПРОСЫ КООРДИНАЦИИ

1. Просить руководителей секций НТС НИКСЦ РАН скоординировать научные концепции и планируемые исследования по сейсмотектонике, глубинному строению и сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы с международными проектами EUOPROBE, WEGENER, PERITETIS, в поле научной деятельности которых находятся регионы Европейской части России и прилегающие территории.

2. Опубликовать доклады совещания в специальном выпуске журнала НВНИИГГ "Недра Поволжья и Прикаспия".

Руководителю совещания (Ю.К.Шукин) обеспечить сбор, подготовку и необходимую помощь при редактировании этого важного издания. Собрать выпуск до конца 1995 года.

3. Организовать (Ю.К.Шукин, Е.Н.Седова) следующее научно-координационное совещание в 1996 году на базе "Невскгеология" Роскомнедра и Института экологических проблем Севера Челябинского научного центра УрО РАН, г.Архангельск или на базе Северо-Западного регионального геофизического центра Роскомнедра (В.В.Проскурников). Посвятить совещание методам и результатам комплексного геолого-геофизического и сейсмогеологического картирования активных структур на платформах, а также проблемам сейсмотектоники, геодинамики и сейсмичности северных и северо-западных регионов России.

4. Провести в 1996 году международное совещание по вопросам оценки сейсмической опасности и сейсмического риска (Г.Л.Кофф, Н.И.Фролова).

Участники совещания выражают благодарность руководству Нижне-Волжского научно-исследовательского института геологии и геофизики, директору института В.В.Тикшаеву, сотрудникам института за предоставленную возможность обсудить столь важные вопросы глубинных исследований, геодинамики и сейсмичности Восточно-Европейской платформы, за хорошую организацию и радушный прием, позволивший в дружеской атмосфере найти компромиссные решения по спорным вопросам.

Руководитель совещания,

Председатель секции "Геодинамика" НТС НИКСЦ РАН

д.ф.-м.н

Ю.К.Шукин

Зам.председателя секции "Сейсмическая опасность
и сейсмическое районирование" НТС НИКСЦ РАН

д.г.-м.н

Г.И.Рейснер

Deep structure, geodynamics, seismic conditions of East-European platform

O3no3ne

V.V.Ticshaev. The principal directions of the works studying the Volga region seismicity	4
Ju.K.Shchukin. The deep seismotectonic of Northern Euro-Azia	6
G.J.Reysner, L.J.Joganson. Predicted estimation of the seismic potential of Russian platform	11
S.N.Cashubin. The connection of seismic anisotropy anomalies with the allocation of tectonic tensions and seismic activity on the Ural	14
V.C.Andreev, E.A.Trofimenko, A.G.Shempelev, J.S.Feldman. The studying of deep structure of the Great Caucas by geophysic methods	18
V.N.Volkov, Ju.P.Skovorodkin, E.V.Barkovsky, T.V.Guseva, L.A.Latynina, V.P.Rudakov. The complex geophysical researches of Sasov phenomenon 1991-1995 in central parts of East-European platform	24
S.L.Junga. The seismotectonic deformation as the base of geologic magnitudes scale M_{max} in the seismic danger questions	32
V.A.Ogadzhyanov. The conceptual principles of the strong earth-quakes origin in East-European platform	39
A.A.Nikonov. The problem of untectonic quakes discovering in East-European platform and estimation of their seismic danger	42
G.V.Crasnopevtseva, Ju.C.Shchukin. The dissimilarities of earth structure of East-European platform with the regional seismic dates	49
V.J.Makarov. The regional features of new geodynamic of platform's localities in connect of their tectonic activity estimation.	53
L.D.Prutskaya, N.V.Baturina, G.L.Dorogavtseva. The seismo-hydrodynamic researches on the Northern Caucas territory	60
V.A.Ogadzhyanov. To the estimation of seismic potential of Saratov Volga area	62
J.Kh.Kaveev, J.A.Jskhakov, V.Ju.Bulgakov. The geologic features of local quakes in Volga-Kama region	64
V.P.Stepanov, K.M.Mirzoev, R.Kh.Muslimov, N.S.Gatiatullin, E.A.Tarasov. The geologic-geophysical substantiation of seismic zones in Tatarstan	67
K.M.Mirzoev. The calcilation of magnitude maps and seismic action from the magnitudes of different level (on example of Dushanbe-Garm area)	73
T.S.Blinova, A.A.Malovichko. The seismicity and seismic zoning of West-Ural region	83
P.V.Tsarev. The questions of seismic zoning during the engineer-geologic and hydrogeologic survey	90
The resolution of science-coordination conference Roskomnedra and Russian academy of Sciences "The Deep structure, geodynamics, seismic conditions of East-European platform	92