АКАДЕМИЯ НАУК СССР

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ Г. А. ГАМБУРЦЕВА В ГЕОФИЗИКЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГРИГОРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ
ГАМБУРЦЕВ
(1903—1955)

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О. Ю. ШМИДТА

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ Г. А. ГАМБУРЦЕВА В ГЕОФИЗИКЕ

•

К 80-летию
со дня рождения
академика
Григория Александровича
ГАМБУРЦЕВА

3821

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1982

УДК 551.1

Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. — М.: Наука, 1982.

В книге излагаются вопросы, связанные с решением ряда задач геофизики, сформулированных Г. А. Гамбурцевым более 30 лет назад, описано развитие новых модификаций сейсморазведки, глубинного сейсмического зондирования. Значительная часть сборника посвящена вопросам сейсмичности, прогноза землетрясений, строения сейсмоактивных зон. Во многих статьях большое внимание уделяется новым физическим представлениям об изучаемой среде — о ее сложной неоднородности, активности и изменчивости во времени.

Авторы статей — ученики, сотрудники и последователи Г. А. Гамбурцева, в большинстве своем возглавляющие основные направления геофизики.

Редакционная коллегия:
доктора физико-математических наук
И. П. КОСМИНСКАЯ (ответственный редактор),
А. М. ЕПИНАТЬЕВА, И. П. ПАСЕЧНИК,
кандидаты физико-математических наук
П. С. ВЕЙЦМАН, А. Г. ГАМБУРЦЕВ,
Н. Г. ГАМБУРЦЕВА, И. Н. ГАЛКИН

Р $\frac{1904030000\text{-}409}{055(02)\text{-}82}$ КБ-15-9-82

© Издательство «Наука», 1982 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга охватывает широкий круг вопросов современной геофизики, большой вклад в которую внес один из ее основателей академик Григорий Александрович Гамбурцев. В 1983 г. исполняется 80 лет со дня рождения Григория Александровича.

Роль Г. А. Гамбурцева в развитии современной геофизики до настоящего времени была недостаточно освещена. Область его научных интересов чрезвычайно широка. Кроме создания сейсмических методов изучения строения Земли, несомненно занимавших основное место в его работах, существенный вклад сделан им в изучении связи тектонических и сейсмических процессов, в развитие методов интерпретации магнитных и гравитационных аномалий, в научно обоснованный поиск предвестников землетрясений, в теорию сейсмической аппаратуры и многое другое. Нельзя не вспомнить также, что Г. А. Гамбурцев был начинателем и в области организации наблюдений и идентификации подземных ядерных взрывов.

Высокая эффективность созданных Г. А. Гамбурцевым сейсмических методов изучения строения Земли обеспечила не только их широкое использование в геологической разведке, но и привела к существенной перестройке всей сейсмометрии, методов интерпретации сейсмических наблюдений и, что особенно важно, к пониманию ограниченности тех представлений о свойствах горных пород, которые даются моделью сплошной линейно-упругой среды. В намеченной им программе работ по прогнозу землетрясений отчетливо прослеживается представление о землетрясении как о физическом процессе, развивающемся во времени.

Крупным шагом в создании новой сейсмологии была организация по инициативе Г. А. Гамбурцева геофизической обсерватории в Гарме. Эта обсерватория обеспечивала изучение естественных геофизических и в первую очередь сейсмических процессов в условиях сейсмоактивной зоны. Чрезвычайно плодотворной оказалась и сама идея изучения сейсмического процесса на слабых землетрясениях. Работы, выполненные в Гармской обсерватории, ныне приобрели мировую известность.

В сборнике приведены статьи учеников, соратников и последователей Г. А. Гамбурцева, иллюстрирующие успехи советской гравиметрии, сейсморазведки и сейсмологии за последние 20—30 лет.

Обсуждается история решения обратной задачи гравиметрии,

принципы которой и основные уравнения были сформулированы и выведены Г. А. Гамбурцевым. Появление вычислительной техники упростило процедуры решения, но физические предпосылки сохранились. Особенно полезным оказался комплекс сейсмических и гравиметрических данных, который со времен Г. А. Гамбурцева начал широко применяться для изучения строения всех земных оболочек.

В 60—70-е годы возникли и окрепли многие новые направления сейсморазведки, которые еще только намечались при Г. А. Гамбурцеве. В сборнике отражено развитие новых модификаций в методе отраженных волн (МОВ — ОГТ), проблемы КМПВ, метод обменных и поперечных волн, вертикальное сейсмическое профилирование, методика просвечивания, новые модификации ГСЗ. Большое внимание уделяется новым физическим представлениям об изучаемой среде, о ее сложной неоднородности, активности и изменчивости во времени.

Значительная часть сборника посвящена актуальным проблемам сейсмологии: сейсмичности, прогнозу землетрясений, строению очаговых зон. Конечно, предлагаемый материал далеко не исчерпывает результатов работ, выполненных за последние десятилетия в развитие идей Г. А. Гамбурцева. Так, в сборник не вошли вопросы, связанные с созданием адекватной модели горных пород; с изучением электромагнитных явлений, сопровождающих деформацию горной породы; с результатами разработки технических систем прогноза землетрясений и т. п. Некоторые из этих вопросов несомненно заслуживают специального рассмотрения, краткое же их изложение едва ли целесообразно.

Настоящий сборник дает представление о современном состоянии ряда разделов геофизики. Мы надеемся, что для широкого круга читателей он окажется интересным и поучительным.

Академик М. А. Садовский

УДК 92. Гамбурцев Г. А.

ГРИГОРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ГАМБУРЦЕВ

Академик Григорий Александрович Гамбурцев — один из крупнейших ученых в области физики твердой оболочки Земли. С его именем связана эпоха становления и развития отечественной разведочной геофизики и в особенности сейсморазведки. В советской геофизике нет другого человека, который в такой степени, с такой глубиной воспринял бы самый сокровенный творческий дух этой ветви наук о Земле, обладал бы такой активной, острой и верной интуицией, талантом сочетать широту взглядов и глубину анализа явлений, так бурно и плодотворно использовал бы свои научные и организаторские способности.

Григорий Александрович Гамбурцев родился 23 марта 1903 г. в Петербурге, в семье генерала А. А. Гамбурцева, впоследствии военного педагога РККА. Самостоятельную жизнь Григорий Александрович начал в 16 лет, поступив работать счетоводом. В это же время проявился его интерес к физике: он посещал физическую лабораторию Университета им. Шанявского, где слушал лекции академика П. П. Лазарева, а затем в 1920 г. поступил на физико-математический факультет Московского университета. Работая одновременно в Высшей школе военной маскировки лаборантом-метеорологом, Григорий Александрович заинтересовался вопросами краскомаскировки и поглощения света в атмосфере. В 1922 г. он был откомандирован в Научно-исследовательский физический институт, возглавляемый П. П. Лазаревым, где занимался исследованием поглощения и рассеяния света в мутных средах. Первая оригинальная научная работа Г. А. Гамбурцева «К вопросу о цветности моря» была опубликована в журнале Физико-химического общества в 1924 г. В ней дана математическая теория происхождения окраски моря в проходящем и отраженном свете, основанная на подсчете баланса диффузного светового потока в слое морской воды.

В 1926 г. Григорий Александрович заканчивает университет, работая уже в Институте физики и биофизики, где он занимался теорией диффузии фотолюминесценции под руководством С. И. Вавилова. Первые работы по физической оптике показали, что Григорий Александрович уже зрелый ученый, свободно владеющий мастерством экспериментатора и умеющий создавать физико-математическую теорию явлений.

Физикой твердой оболочки Земли Г. А. Гамбурцев начал заниматься в 1923 г., когда он принял участие в геофизических

исследованиях района Курских магнитных аномалий (КМА). Это были по существу первые в СССР и одни из первых в мире комплексные геофизические исследования.

Работая в гравиметрическом отряде Особой комиссии Курских магнитных аномалий (ОККМА), Григорий Александрович предложил способы решения одной из основных обратных задач теории потенциала: определение координат центра тяжести и массы возмущающего тела по наблюдениям гравитационного эффекта на поверхности почвы. Эти способы послужили началом серии работ Г. А. Гамбурцева и других исследователей по развитию теории прямых методов интерпретации гравитационных и магнитных наблюдений. С помощью этих методов были приближенно подсчитаны запасы железа в Северной полосе КМА. Одновременно Г. А. Гамбурцевым были разработаны теория и конструкция механических интеграторов для вычисления гравитационного эффекта возмущающих тел. Его интегратор для вычисления первых производных потенциала притяжения масс цилиндрической формы приводится во всех руководствах по гравиметрии и широко применяется на практике.

К этому же времени относится начало работы Г. А. Гамбурцева над созданием и развитием сейсмических методов разведки. Им проведены исследования теории и конструкции новых сейсмографов, а также методики наблюдения и интерпретации получаемых результатов. Методика работ и сейсмографы новой конструкции были испытаны в 1929—1930 гг. в области Московской аномалии силы тяжести и в Щигровском районе КМА. В 1931—1932 гг. с этими приборами была произведена детальная микроразведка формы рудосодержащих залежей в отдельных районах КМА. Совместная интерпретация сейсмических, гравитационных и магнитных наблюдений позволила оконтурить в одном из районов КМА местоположение огромной линзы богатой железной руды. С этого времени основными исследованиями Г. А. Гамбурцева стали сейсмические — сейсморазведка, а затем и большая сейсмология.

Г. А. Гамбурцев является одним из основоположников современных методов сейсморазведки в нашей стране. Он участвовал в развитии всех ее направлений: создании аппаратуры, методики эксперимента и теории, интерпретации наблюдений, физики распространения сейсмических волн.

Принципиальная возможность использования сейсмических колебаний для разведки полезных ископаемых была показана еще в конце прошлого века. К приходу Гамбурцева в эту область развитие ее находилось еще в начальной стадии. Только начал разрабатываться практически метод первых вступлений преломленных волн, предложенный Л. Минтропом и развитый П. Т. Соколовым, П. П. Лазаревым и А. И. Заборовским. Использование метода отраженных волн, предложенного Р. Фессенденом в 1913 г., а несколько позже В. С. Воюцким, задержалось из-за трудностей выделения на фоне помех однократно отраженных

волн, наблюдаемых обычно в области последующих вступлений. Лишь в начале 30-х годов благодаря внедрению усилительной техники и частотной селекции колебаний метод начал быстро развиваться.

В 1932 г. Гамбурцев организовал сейсмическую лабораторию в Нефтяном геологоразведочном институте (НГРИ), на базе которой в дальнейшем была создана Всесоюзная контора геофизических разведок (ВКГР), где он руководил сейсмическими и гравиметрическими работами. В сейсмической лаборатории Григорий Александрович создал ряд конструкций полевых сейсмографов и провел с ними опытные работы в разных районах страны. Тогда же был начат сейсмический поиск нефтеносных структур в районах Эмбы, Термеза и др. Зимой 1933—1934 гг. на оз. Байкал впервые в СССР Г. А. Гамбурцев проводил экспериментальные работы по методу отраженных волн с разработанными им микрофонными сейсмографами. Там же испытывалась модель термомикрофонного, подводного (донного) сейсмографа.

Григорий Александрович проявил себя талантливым конструктором сейсмической аппаратуры. Им были разработаны многочисленные варианты разведочных сейсмографов: гидравлические, монометрические микрофонные, термомикрофонные, электромагнитные, электродинамические.

Все основные сейсморазведочные приборы, изготовлявшиеся в СССР, длительное время строились по эскизам Г. А. Гамбурцева; ему же принадлежит и глубокая разработка особенностей теории этой аппаратуры. Особенно большое значение имеют новые методы составления электромеханических аналогий. Введено понятие о взаимообратных изображениях механических и электрических систем и обоснована необходимость введения понятия «двухполюсной массы», что придало способам составления аналогий наиболее простой и изящный вид. Предложенная Г. А. Гамбурцевым методика составления электромеханических аналогий используется в некоторых областях техники и вошла в ряд курсов электроакустики.

Г. А. Гамбурцев пользовался этой методикой при конструировании сейсмографов, при разработке теории воздушного и электромагнитного затухания. Эти же работы привели его к созданию механических фильтров высоких частот. Известно, что механические фильтры низких частот были исследованы еще в 1788 г. Лагранжем, а механические фильтры высоких частот продолжали оставаться неизвестными. Их создание трудно сейчас представить без введения представления о «двухполюсной массе». Идею таких фильтров Григорий Александрович использовал в одном из своих приборов, названном им фильтросейсмографом.

Григорий Александрович уделял большое внимание вопросам методики сейсмических наблюдений. Им предложены различные системы наблюдений в методах отраженных и преломленных волн, развиты основы метода группирования сейсмографов и смешения сейсмических колебаний и др.

С 1933 г. Григорий Александрович начал читать курс сейсмических методов разведки в Московском геологоразведочном институте (МГРИ). Одновременно он руководил экспедиционными работами и консультировал сейсмические производственные партии в ряде нефтеносных районов Советского Союза.

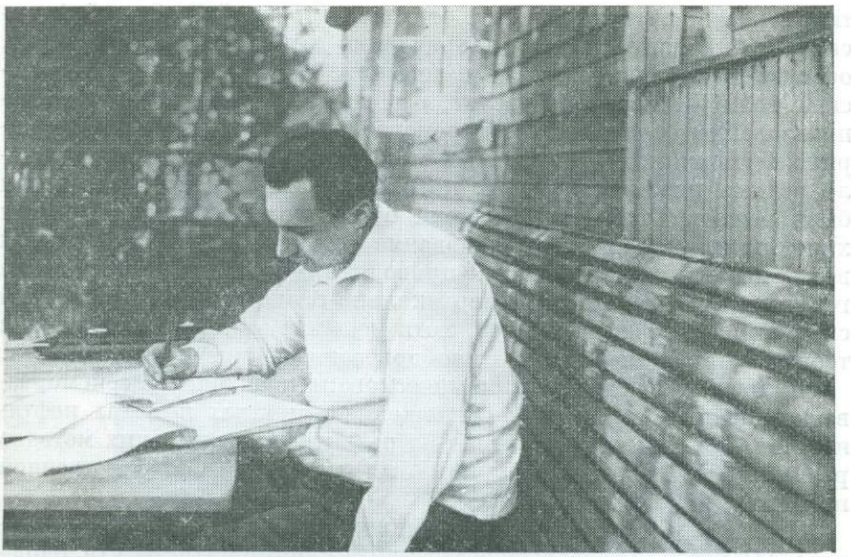
В 1935 г. Гамбурцев был командирован во Францию и Марокко для ознакомления с научно-исследовательской работой по геофизике и с работами полевых партий фирмы Шлюмберже по сейсморазведке.

В 1937—1938 гг. Г. А. Гамбурцев опубликовал учебник «Сейсмические методы разведки», который сыграл большую роль в развитии сейсморазведки и в подготовке научных и производственных кадров. В 1959 г. эта книга, дополненная более поздними публикациями Григория Александровича, вышла в свет под названием «Основы сейсморазведки».

В 1938 г. Гамбурцев начал работать в Институте теоретической геофизики (ИТГ) АН СССР, где, по предложению директора института академика О. Ю. Шмидта, организовал отдел физических методов разведки полезных ископаемых. Вместе со своими учениками и ближайшими сотрудниками И. С. Берзон, Ю. В. Ризниченко и другими Григорий Александрович занимался разработкой физических основ методов сейсморазведки, усовершенствованием старых и развитием новых методов. В области интерпретации сейсмических наблюдений были найдены решения практически важных задач геометрической сейсмики, предложены способы использования динамических особенностей сейсмических волн при геологической интерпретации данных.

Благодаря исключительному умению Г. А. Гамбурцева ставить тонкий эксперимент в сложной полевой обстановке был накоплен обширный материал в области физики упругих волн. Некоторые сложные волновые процессы были изучены им теоретически.

Особое внимание уделяет Г. А. Гамбурцев созданию новых методов сейсмической разведки и их физическому обоснованию. Им предложена и разработана вместе с сотрудниками новая модификация сейсморазведки — метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) земной коры и корреляционный метод преломленных волн (КМПВ). В 1938—1940 гг. была выявлена возможность увеличения времени регистрации глубинных отраженных волн и дальности прослеживания преломленных волн. В основу КМПВ были положены принципы фазовой корреляции преломленных волн, регистрируемых в области первых и последующих вступлений, подобно тому как это делается в методе отраженных волн. Разработка и опробование КМПВ проводились в крупных экспедициях в разных районах Башкирии и Восточно-Европейской равнины в основном в военные годы. Исследования показали, что этот метод позволяет решать новые задачи, связанные с разведкой на нефть, уголь и руду, недоступные существовавшим ранее методам. Метод КМПВ широко применяется при разведочных работах как самостоятельно, так и в комплексе с методом отраженных волн (МОВ).



Г. А. Гамбурцев пишет учебник «Сейсмические методы разведки». 1935 г.

Г. А. Гамбурцеву принадлежит идея расширения диапазона частот колебаний, используемых в сейсморазведке. Осуществлением этой идеи явилось создание метода высокочастотной сейсмики, основанного на регистрации отраженных и преломленных волн в диапазоне частот 70—500 Гц, и метода низкочастотной сейсмики, использующего сейсмические волны в диапазоне 2—20 Гц. Высокочастотная сейсмика позволила увеличить разрешающую способность и повысить детальность исследования. Это дало возможность применить сейсмический метод в новых областях — при инженерно-геологических изысканиях и при разведке рудных месторождений. При современных технических условиях представляется возможным применить при разведке на нефть более высокие частоты, чем это делалось ранее, что в значительной степени увеличивает разрешающую способность метода.

Переход к более низким частотам позволил увеличить глубинность сейсмических исследований, в результате чего сейсмический метод стал ведущим при региональных работах. Гамбурцев придавал большое значение совместному использованию в сейсмической разведке разных типов волн — наряду с продольными волнами использовались поперечные и обменные, отраженные и преломленные волны. Были проведены эксперименты по изучению оптимальных условий регистрации поперечных и обменных волн, а также многообразные полевые эксперименты в различных сейсмогеологических условиях, в результате был получен огромный фактический материал, позволивший установить важные закономерности распространения сейсмических волн в различных

типах реальных сред. На базе этих исследований Григорий Александрович развил новое направление сейсмической разведки, основанное на изучении динамических характеристик сейсмических волн — амплитуд, частот, особенностей формы записи. Использование динамических параметров волн значительно расширило возможности сейсмических методов исследования и позволило решать ряд новых задач, которые принципиально не могли быть решены при использовании одних только кинематических характеристик волн. Использование динамических особенностей волн позволило уже тогда проводить детальное расчленение горизонтально-слоистых и вертикально-слоистых сред со слабой скоростной дифференциацией, хотя решение динамической задачи теории упругости еще не было доведено до расчетных формул.

Дальнейшее развитие динамического направления в сейсморазведке нашло практическое воплощение в прямых поисках нефтяных и газовых месторождений. За развитие сейсмических методов разведки в 1941 г. Гамбурцев был удостоен Государственной премии.

С 1948 г. Г. А. Гамбурцев — директор Геофизического института АН СССР, образовавшегося после слияния Института теоретической геофизики и Сейсмологического института АН СССР. С этого времени под руководством Г. А. Гамбурцева начинается новый обширный цикл исследований в области большой сейсмологии. При этом широко использовался богатый опыт и знания, накопленные при исследованиях в области сейсморазведки. Возобновилась разработка на базе КМПВ и МОВ глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), в котором сомкнулись и плодотворно сочетались детальные системы наблюдений и способы фазовой корреляции волн, присущие сейсморазведке, с умением использовать калиброванную аппаратуру и динамические особенности волн, свойственные сейсмологии.

Под руководством Гамбурцева были проведены работы по ГСЗ в ряде районов Советского Союза. Первые систематические работы по этому методу были поставлены на Кавказе в 1948 г., в районах Северного Тянь-Шаня и Туркмении (1949—1953 гг.). Эти работы показали, что метод ГСЗ обладает значительно большей разрешающей способностью и точностью, чем методы, основанные на регистрации волн, вызванных землетрясениями или большими взрывами.

В последующие годы метод ГСЗ совершенствовался и широко применялся различными исследовательскими и производственными организациями для изучения строения коры и решения крупных задач регионального, геолого-геофизического характера в различных регионах Советского Союза — на Украине, в Грузии, Азербайджане, Таджикистане, Казахстане, в Сибири и т. д. Отметим, что после смерти Г. А. Гамбурцева особенно поддержали и помогли развить метод ГСЗ В. В. Федынский, Ю. Н. Годин, К. И. Сатпаев и Д. Н. Казанли. В настоящее время их ученики продолжают работы по ГСЗ во многих районах СССР. На первой

Г. А. Гамбурцев с группой сотрудников в экспедиции на Украине. 1948 г.
Слева направо: И. П. Пасечник, М. И. Рац-Хизгия, А. М. Епинатьева, Г. А. Гамбурцев, Е. В. Карус

сессии Совета по сейсмологии, проводившейся в Казахстане после смерти Г. А. Гамбурцева, К. И. Сатпаев высоко оценил возможности метода ГСЗ для прогнозирования металлогенических месторождений. Последующие исследования в разных районах СССР подтвердили эту оценку.

Григорий Александрович, подчеркивая перспективность метода ГСЗ, считал необходимым проводить изучение глубинного строения наиболее интересных и сложных, а в то же время наименее исследованных участков коры и мантии Земли, в частности океанов, областей сочленения континентов и океанов, островных дуг и окаймляющих их глубоководных впадин. По его предложению в программу исследований СССР в период проведения Международного геофизического года (МГГ) было включено изучение глубинного строения переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. Эти работы были выполнены Тихоокеанской комплексной геолого-геофизической экспедицией, организованной и проведенной уже учениками и сотрудниками Григория Александровича.

После разрушительного Ашхабадского землетрясения 1948 г. Гамбурцев с увлечением взялся за работу над кардинальной проблемой сейсмологии — изысканием методов прогноза землетрясений. В эту проблему включалось не только предсказание возможного места и максимальной силы землетрясения (сейсмическое

районирование), но также и времени возникновения землетрясения, что является наиболее трудной и наименее исследованной частью прогноза землетрясений.

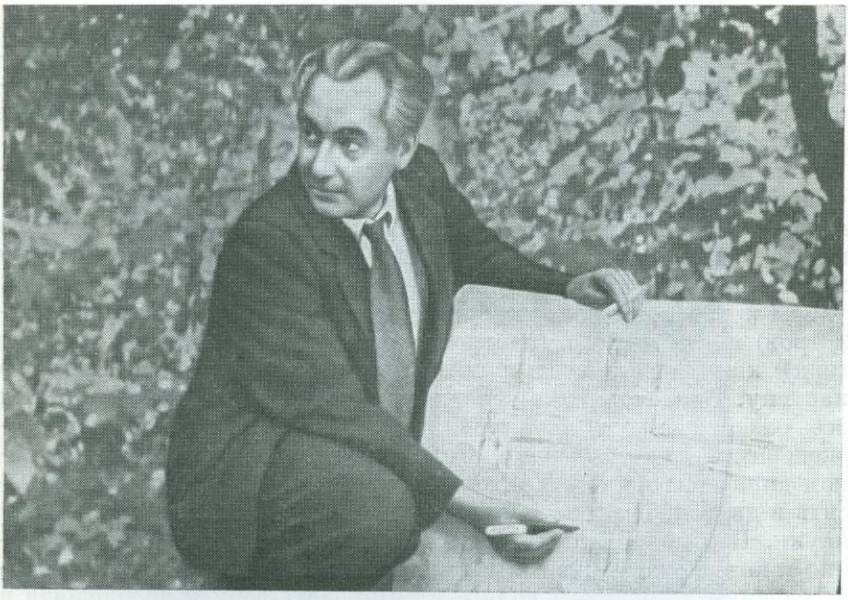
В 1949 г. по инициативе Гамбурцева при Президиуме АН СССР был создан Совет по сейсмологии, председателем которого он был до конца жизни. Совет по сейсмологии объединил и в дальнейшем координировал все работы по прогнозу землетрясений, сейсмостойкому строительству и сейсмической службе в СССР. Деятельность Совета по сейсмологии сыграла большую роль в организации и развитии ряда сейсмических и геофизических учреждений при республиканских академиях наук.

Г. А. Гамбурцев наметил программу исследований, в которой проблема прогноза землетрясений рассматривалась как комплексная геолого-геофизическая. Для ее решения необходимо в первую очередь исследовать физические и геологические условия возникновения землетрясений, детально изучить сейсмический режим в сейсмоактивных районах и выяснить связи между сейсмическими и другими геолого-геофизическими явлениями.

К решению этой проблемы Г. А. Гамбурцев привлек и существовавшее в институте тектонофизическое подразделение. Это подразделение до сих пор уделяет много внимания вопросам сейсмичности и ее связи с геологией. Для прогноза землетрясений существующие способы регистрации сейсмических явлений оказались недостаточно точными, и Г. А. Гамбурцев вместе с сотрудниками разрабатывает новую аппаратуру и методику регистрации сейсмических колебаний в широком диапазоне частот: новые виды сейсмографов и сейсмонаклономеров, новые методы регистрации землетрясений с увеличенной чувствительностью и разрешающей способностью, с применением современных методов аппаратурной техники (радиотехники, электроакустики и автоматики), которые до тех пор в сейсмологии почти не использовались.

В дополнение к работам по изучению сейсмичности, проводившимся уже Институтом сейсмологии в Гарме под руководством В. Ф. Бончковского, были начаты новые крупные комплексные геолого-геофизические исследования строения земной коры и сейсмического режима сейсмоактивных и тектонически спокойных регионов: Тянь-Шаня, Туркмении, Кавказа, Таджикистана. Такие исследования до настоящего времени осуществляются специальными экспедициями Института физики Земли АН СССР, академиями наук союзных республик и другими организациями.

По инициативе Г. А. Гамбурцева для изучения связи между сейсмическими и другими геофизическими явлениями в сейсмоактивных районах создана сеть геофизических станций, на которых поставлены комплексные исследования различных геофизических полей. Основной целью работ по изучению сейсмического режима является выяснение закономерных связей между землетрясениями различных энергий. Изучение этих связей открывает возможность установления вероятности возникновения землетрясений разных энергетических классов, в том числе и сильных, разрушительных.



Г. А. Гамбурцев читает лекцию о сейсмических швах участникам экспедиции в предгорьях Киргизского хребта. 1953 г.

Для решения таких задач было начато систематическое изучение слабых землетрясений, регистрируемых при помощи специально созданной высокочувствительной аппаратуры. Григорием Александровичем были сформулированы физические критерии сейсмичности, положенные в основу современного сейсмического районирования.

Большие надежды возлагал Г. А. Гамбурцев на постоянно действующую Таджикскую комплексную сейсмологическую экспедицию в Гарме, которую он возглавил. В создании экспедиции принимали участие сейсмологи, работавшие в институте. В наше время Гармская геофизическая обсерватория приобрела мировую известность как постоянный полигон для разработки способов прогноза землетрясений.

В последние годы жизни Григорий Александрович занимался вопросами, связанными с механизмом и физикой очагов землетрясений. Исследования в области «сейсмических швов» были только начаты, но основные его идеи используются при постановке новых теоретических и экспериментальных работ в этом направлении.

При работах по ГСЗ на Северном Тянь-Шане в 1949 — 1950 гг. неоднократно, кроме специальных взрывов, на сейсмограммах регистрировались случайно попавшие колебания от близких сравнительно слабых землетрясений. Это привело Гамбурцева к созданию корреляционного метода изучения землетря-

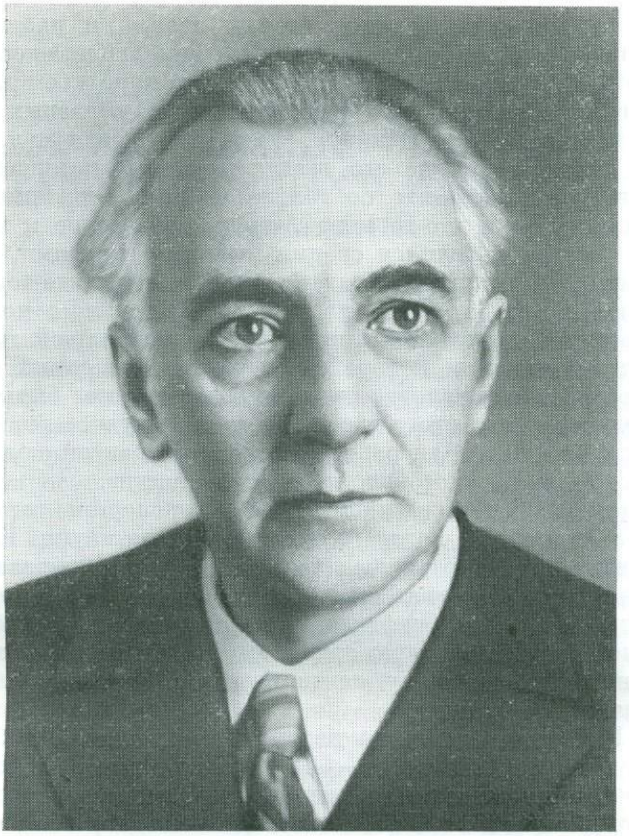
сений (КМИЗ), в котором на специально расположенных установках сейсмографов, используя корреляционные принципы прослеживания волн, разработанные в сейсморазведке и ГСЗ, изучались некоторые особенности волн от сравнительно близких землетрясений и т. д.

Все исследования Григория Александровича в области сейсмической разведки, глубинного сейсмического зондирования, новых методов сейсмологии, в частности КМИЗ, связаны единой идейной нитью. Он подходил к исследованию сейсмических явлений при любых способах возбуждения колебаний (землетрясения, взрывы, удары и т. д.) для всех глубин (от долей метра до десятков километров) и для любого диапазона частот (от долей герца до сотен герц) как физик, всесторонне анализирующий всю волновую картину. Благодаря этому подходу Гамбурцев как бы объединял все развивающиеся изолированно области в единую науку — экспериментальную сейсмологию. Результаты, достигнутые в одном диапазоне частот, Григорий Александрович старался переносить в другой, взаимно обогащая таким образом все разделы этой науки. При современных технических возможностях использование такого подхода позволяет прослеживать и коррелировать возбуждаемые источником волны, суммировать записи по площади и выделять весьма слабые сигналы, а также расчленять волновое поле в зонах интерференции; картировать неоднородности в недрах Земли по амплитудам, временам пробега и другим параметрам. Такой подход позволяет решать существенно новые задачи, связанные как со строением Земли, так и с прогнозом землетрясений. На этих принципах построены большие сейсмологические группы, такие, как Гарм, Ласа, Норсар и др.

Площадные системы наблюдений используются также при разведке полезных ископаемых и при сейсмическом просвечивании коры и верхней мантии естественными и искусственными источниками возбуждения колебаний. Здесь нашел свое воплощение метод удаленных взрывов (МУВ), предложенный Г. А. Гамбурцевым в 1951 г., когда удалось «разэкранировать» кристаллический фундамент на Русской платформе при помощи просвечивания среды волнами от удаленных взрывов. Для изучения сложных волновых полей Григорий Александрович старался расширить возможности корреляционных принципов. Так, кроме волновой и фазовой позиционной корреляции, он ввел понятие азимутальной корреляции. Большое значение придавал он также изучению поляризации волн. Теперь эти методы успешно развиваются его учениками.

В 1946 г. Г. А. Гамбурцев был избран членом-корреспондентом, а в 1953 г.— действительным членом Академии наук СССР. За свои работы Г. А. Гамбурцев был награжден орденом Ленина и орденом Трудового Красного Знамени.

Г. А. Гамбурцев активно занимался также и педагогической работой. Он преподавал в разное время в Московском геологоразведочном институте, в Нефтяном институте, в Московском



Г. А. Гамбурцев. 1955 г.

университете, руководил работой аспирантов. Многие геофизики, которым посчастливилось работать с Г. А. Гамбурцевым, считают себя его учениками. Большинство студентов, прослушавших курс лекций Г. А. Гамбурцева, на которых, кроме обязательной программы, много внимания уделялось самым новым работам и будущему сейсморазведки, стали сейсморазведчиками. Эрудиция, обаяние и самоотдача Гамбурцева немало этому способствовали.

Несколько слов о стиле работы Григория Александровича. Всегда внешне спокойный, он никогда не повышал голоса, умел хорошо слушать собеседника и глубоко вникать в любой поставленный перед ним вопрос. Он никогда не был ученым-одиночкой, всегда был окружен активным, мыслящим коллективом. Получив новый материал или натолкнувшись на новую идею, он спешил поделиться ими с сотрудниками.

Григорий Александрович охотно ездил консультировать производственные партии, просматривал там массу первичного мате-

риала — сейсмограмм, делился своими идеями и рассказывал о перспективах сейсмических работ. Он очень любил экспедиционные работы, был «легким на подъем», мог за короткое время облететь несколько экспедиций, расположенных в разных районах СССР — на Тянь-Шане, Памире, Украине, Урале и т. д. Приезжая в экспедиции, где его всегда ждали с нетерпением, он загорался: умел находить не только ошибки, которые тут же исправлялись, но и что-то новое, очень интересное и многообещающее. Он щедро делился своими мыслями и идеями, особенно если чувствовал отклик; всегда радовался, если кто-то, подхватив какую-либо из его идей, развивал ее. Увлекаясь новизной и грандиозностью поставленных проблем, он умел заражать коллектив своим оптимизмом и верой в разрешимость самых сложных задач. По характеру человек очень мягкий, он умел быть твердым и решительным, если этого требовало дело. Труднее всего ему давалась административная работа, к которой, как он сам говорил, у него «не было ни способности, ни склонности».

Обладая редким сочетанием таланта экспериментатора, конструктора, теоретика, педагога и организатора науки, Г. А. Гамбурцев являлся главой школы советских сейсмологов-разведчиков. Его ученики и последователи воздвигли своему учителю необычные памятники: на географической карте Антарктиды появились подледные горы Гамбурцева; открытому в Большеземельской тундре крупному подземному тектоническому элементу дано название Гряды Гамбурцева.

Г. А. Гамбурцев является автором сравнительно небольшого числа опубликованных работ — 85. В силу многих причин он не был в состоянии заниматься воплощением всех своих идей и не все мог опубликовать: «Писать некогда — надо работать, писать будем потом...» Часть работ Григория Александровича вошла в две книги: «Основы сейсморазведки» (1959 г.) и «Избранные труды» (1969 г.). Большинство этих работ — фундаментальные, недаром в названиях многих из них фигурирует слово «метод». Работы Г. А. Гамбурцева столь щедро богаты идеями, что его соратники, ученики и последователи до сих пор широко развивают их, внося много своего, нового, при других, более совершенных современных возможностях

Редакционная коллегия

УДК 550.831.017+550.838(09)

В. Н. Страхов

ВКЛАД Г. А. ГАМБУРЦЕВА В ТЕОРИЮ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Работать в нескольких областях геофизики и в каждой из них оставить неизгладимый след удалось лишь очень небольшому кругу выдающихся талантов. К их числу бесспорно принадлежит и Г. А. Гамбурцев. Признанный основоположник современных сейсмических методов разведки и исследований земной коры, он является также классиком в области теории интерпретации потенциальных полей — гравитационных и магнитных аномалий.

По вопросам теории интерпретации Г. А. Гамбурцев опубликовал 16 работ [15—27, 164—166]. Три из них, по существу, представляют собой повторные публикации оригинальных русских статей в журнале «Gerlands Beitrage zur Geophysic» ([164] повторяет содержание работ [15—16], [165] повторяет [17], [166] повторяет [18]). Итого остается 13 оригинальных работ. Однако эти последние настолько ярки и самобытны, несут настолько большой идейный заряд, что их безусловно следует зачислить в золотой фонд классических работ начального периода развития теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.

3821

Работы Г. А. Гамбурцева породили три крупных направления в теории интерпретации потенциальных полей.

I. Введение обобщенных интегральных характеристик возмущающих тел и создание методов их определения по экспериментальным данным.

II. Представление элементов внешних гравитационных и магнитных полей контурными интегралами и создание на основе таких представлений эффективных численных методов решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии.

III. Комплексное использование данных гравиметрии и сейсмометрии; это направление породило сейсмогравитационный метод, который в настоящее время является основным при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии по геофизическим данным.

Кроме того, в работах Г. А. Гамбурцева содержится ряд более частных решений и положений, которые оказались весьма полезными и развивались впоследствии многими учеными.

Ниже приводится анализ основных достижений Г. А. Гамбурцева в области теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий и их влияние на последующее развитие этой теории вплоть до наших дней.

Библиотека

Г. А. Гамбурцев. 1933 г.

ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЗМУЩАЮЩИХ ТЕЛ И ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Выражения для интегральных характеристик источников поля нулевого и первого порядков, а также тесно связанные с ними по форме и содержанию вспомогательные интегральные формулы даны Г. А. Гамбурцевым в работах [24—26]. Их можно поделить на три группы.

А. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ, ТРЕХМЕРНАЯ ЗАДАЧА

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial W(x, y, 0)}{\partial z}\, dx\, dy = 2\pi f M, \tag{1}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} x\, \frac{\partial^2 W(x, y, 0)}{\partial x\, \partial z}\, dx\, dy = -2\pi f M, \tag{2}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} y\,\frac{\partial^2 W(x,y,0)}{\partial y\,\partial z}\,dx\,dy = -2\pi f M, \tag{3}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial W(x,y,0)}{\partial x}\,dx\,dy = 0, \tag{4}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial W(x,y,0)}{\partial y}\,dx\,dy = 0, \tag{5}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial^2 W(x,y,0)}{\partial x\,\partial z}\,dx\,dy = 0, \tag{6}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial^2 W(x,y,0)}{\partial y\,\partial z}\,dx\,dy = 0, \tag{7}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} x\,\frac{\partial W(x,y,0)}{\partial z}\,dx\,dy = 2\pi f \xi_c M, \tag{8}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} y\,\frac{\partial W(x,y,0)}{\partial z}\,dx\,dy = 2\pi f \eta_c M, \tag{9}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \left(W(x,y,0) + (x^2+y^2)\,\frac{\partial^2 W(x,y,0)}{\partial z^2}\right) dx\,dy = 6\pi f \zeta_c M, \tag{10}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \left(x\,\frac{\partial W(x,y,0)}{\partial x} - x^2\,\frac{\partial^2 W(x,y,0)}{\partial z^2}\right) dx\,dy = -2\pi f \zeta_c M, \tag{11}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \left(y\,\frac{\partial W(x,y,0)}{\partial y} - y^2\,\frac{\partial^2 W(x,y,0)}{\partial z^2}\right) dx\,dy = -2\pi f \zeta_c M, \tag{12}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \left(W(x,y,0) + 2x\,\frac{\partial W(x,y,0)}{\partial x}\right) dx\,dy = 2\pi f \zeta_c M, \tag{13}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \left(W(x,y,0) + 2y\,\frac{\partial W(x,y,0)}{\partial y}\right) dx\,dy = 2\pi f \zeta_c M. \tag{14}$$

Б. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ, ДВУМЕРНАЯ ЗАДАЧА

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial W(x,0)}{\partial z}\,dx = 2\pi f M, \tag{15}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} x\,\frac{\partial^2 W(x,0)}{\partial x\,\partial z}\,dx = -2\pi f M, \tag{16}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} x \frac{\partial W(x, 0)}{\partial z}\, dx = 2\pi f \xi_c M, \tag{17}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} x \left(\frac{\partial W(x, 0)}{\partial x} - x \frac{\partial^2 W(x, 0)}{\partial x^2} \right) dx = -2\pi f \zeta_c M. \tag{18}$$

В. МАГНИТНАЯ ЗАДАЧА

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} U(x, y, 0)\, dx\, dy = 2\pi M_z, \tag{19}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} U(x, 0)\, dx = 2\pi M_z. \tag{20}$$

Формула (19) относится к случаю трехмерной задачи, формула (20) — к двумерной. В соотношениях (1)—(18) использована система координат с осью Oz вниз; $W(x, y, z)$ — гравитационный потенциал; f — универсальная гравитационная постоянная. Источники поля располагаются в полупространстве $z > 0$, их носитель (замыкание множества точек, по которым распределены массы) конечен, распределение масс описывается некоторой обобщенной мерой (зарядом) μ.

$$M = \int_{\operatorname{supp} \mu} d\mu\ (\neq 0), \qquad \xi_c = \frac{\int_{\operatorname{supp} \mu} \xi\, d\mu}{M},$$

$$\eta_c = \frac{\int_{\operatorname{supp} \mu} \eta\, d\mu}{M}, \qquad \zeta_c = \frac{\int_{\operatorname{supp} \mu} \zeta\, d\mu}{M} \tag{21}$$

— координаты центра масс (центра тяжести); M — суммарная масса, сосредоточенная в носителе.

В формулах (19)—(20) U — магнитный потенциал, источники поля располагаются в полупространстве $z > 0$, их носитель конечен, распределение намагниченных масс описывается векторной (обобщенной) мерой (μ_x, μ_y, μ_z)

$$M_z = \int_{\operatorname{supp} \mu_z} d\mu_z. \tag{22}$$

В [24] выведены формулы (1), (4), (5), (15), (19), (20), в [25] — формулы (2), (3), (6)—(9), (16), (17) и, наконец, в [26] — формулы (9)—(14) и (18). В [24] и [22] даются примеры практического использования формул (1) и (15), в [27] показывается, каким образом формулы для нахождения интегральных характеристик распределений масс с конечным носителем могут быть использованы для определения некоторых количественных характеристик в случае распределений масс с бесконечными носителями (возмущающих тел бесконечного распределения на глубину.)

О своеобразном, очень характерном для Г. А. Гамбурцева способе вывода формул (1)—(20) будет сказано ниже, сейчас же мы остановимся на методологических установках, а также на том, какое значение имело получение приведенных формул для теории потенциальных полей, каким образом оно создало направление в данной теории.

В первой же публикации [24], сделав вывод формулы (1), Г. А. Гамбурцев пишет (под ΔM он понимает аномальную массу, вычисленную по формуле (1)):

«Если разность плотностей $\Delta\sigma$ между массами, вызывающими аномалию, и окружающими породами сохраняет постоянное значение, то мы будем иметь очевидные равенства:

$$v = \Delta M/\Delta\sigma, \quad \ldots \quad (4), \qquad M = v\,(\sigma + \Delta\sigma) = \Delta M\,(\sigma/\Delta\sigma + 1), \qquad (5)$$

где v — объем аномальных масс, M — их суммарная масса, σ — плотность окружающих пород. Формулы (3)[1], (4) и (5) дают очень важный результат: 1) *ничего не зная о распределении подземных масс, на основании одних только гравитационных наблюдений, мы можем вычислить избыток или дефект масс в данном районе*; 2) *если же известна разность плотностей* $\Delta\sigma$, *то можно вычислить объем* v, *занимаемый аномальными массами*; *и, наконец*, 3) *если кроме этого известна плотность окружающих пород, то можно вычислить всю массу тела, вызывающего аномалию*» (курсив Г. А. Гамбурцева. — *В. С.*).

Хотя Г. А. Гамбурцев и не сопровождал подобного рода общими пояснениями другие свои интегральные формулы, общие методологические установки, которыми он руководствовался при построении основ интегральных методов интерпретации, предельно ясны. Эти установки состоят в следующем.

1. Центральное значение для интерпретации аномалий имеет выявление системы параметров, во-первых, однозначно определяемых по внешнему полю, во-вторых, характеризующих распределение источников поля независимо от допущений об их форме и законах распределения плотности источников.

2. При наличии определенной информации об источниках поля и вмещающей среде данная система параметров должна обеспечивать нахождение полного решения обратной задачи гравиметрии — решать целевую геологическую задачу.

3. Методы определения системы параметров, обладающих указанными выше свойствами, должны: во-первых, основываться на использовании всей экспериментальной информации о поле, чем обеспечивается подавление полей — помех (ошибок измерений и «шумов» внеинструментального происхождения), а во-вторых, позволять комплексно использовать данные разнородных наблюдений.

Блестящая иллюстрация практического использования этих общих методологических положений содержится в уже цитированной основополагающей работе [24], в которой Г. А. Гамбурцев

[1] В цитате сохранена нумерация формул оригинальной статьи; имеется в виду формула (1) с заменой M на ΔM.

с помощью формулы (15), принимая $\Delta\sigma = 1$, вычисляет площади поперечного сечения пласта железистых кварцитов по ряду профилей из Северо-Восточной полосы КМА, а затем, используя данные магнитометрии, вычисляет суммарное количество железа в пласте.

Работы Г. А. Гамбурцева по интегральным характеристикам возмущающих масс и интегральным методам их определения буквально сразу же вызвали к жизни целую серию работ других ученых. Здесь прежде всего следует отметить работы А. П. Казанского [55—57], которые безусловно были стимулированы исследованиями Г. А. Гамбурцева, но которые в высокой степени оригинальны и наметили пути более точного практического использования интегральных выражений. А. П. Казанский (независимо от Г. А. Гамбурцева) дал формулы для определения вертикальной координаты центра тяжести и впервые вывел формулы для определения компонент вектора суммарного момента косонамагниченного тела, а также для определения координат центра тяжести такого тела. А. П. Казанский придал интегральным выражениям другую форму $\lim\limits_{x\to\infty}\int\limits_{-x}^{+x}$ вместо $\int\limits_{-\infty}^{+\infty}$ в случае двумерной задачи, в связи с чем впервые рассмотрел величину погрешности, связанную с конечностью интервала интегрирования. В его работах впервые поставлен вопрос об определении параметров, характеризующих направление вытянутости возмущающего тела. Вывод интегральных соотношений, данный А. П. Казанским, был более формальным но и более строгим с математической точки зрения и именно он в модернизированной форме был принят в качестве основного в последующих монографических изданиях и учебниках [104, 144, 145, 161].

Важной вехой в развитии интегральных методов явились работы А. А. Заморева [44—46]. В этих работах, во-первых, было завершено идейное построение той системы параметров, которая однозначно определяется по внешнему полю для масс, распределенных по конечной области, а во-вторых, метод вывода интегральных соотношений Г. А. Гамбурцева был упрощен и обобщен таким образом, что на его основе оказалось возможным получать соотношения для интегральных характеристик любого порядка.

Систему параметров, однозначно определяемых по внешнему полю на плоскости $z = 0$, образуют (по Замореву) гармонические моменты масс относительно начала координат, располагающегося на плоскости наблюдения:

$$m_{k,n}^{(\cos)} = \iiint\limits_{v} \delta(\xi, \eta, \zeta)\, H_{k,n}^{(\cos)}(\xi, \eta, \zeta)\, d\xi\, d\eta\, d\zeta,$$
$$k = 0, 1, \ldots, n, \quad n = 0, 1, 2, \ldots, \tag{23}$$
$$m_{k,n}^{(\sin)} = \iiint\limits_{v} \delta(\xi, \eta, \zeta)\, H_{k,n}^{(\sin)}(\xi, \eta, \zeta)\, d\xi\, d\eta\, d\zeta,$$
$$k = 1, 2, \ldots, n, \quad n = 1, 2, 3, \ldots,$$

где $H_{k,n}^{(\cos)}(\xi, \eta, \zeta)$ и $H_{k,n}^{(\sin)}(\xi, \eta, \zeta)$ — однородные гармонические полиномы степени n и определяются по формулам

$$H_{k,n}^{(\cos)}(\xi, \eta, \zeta) = r^n P_n^k(\cos\theta)\cos k\varphi, \qquad (24)$$
$$H_{k,n}^{(\sin)}(\xi, \eta, \zeta) = r^n P_n^k(\cos\theta)\sin k\varphi,$$

а (r, θ, φ) — сферические координаты точки (ξ, η, ζ). Эти величины связаны с коэффициентами разложения (с центром в начале координат) потенциала внешнего поля в ряд по сферическим функциям.

Нетрудно видеть, что параметры, введенные Г. А. Гамбурцевым, представляют собой первые четыре элемента из бесконечной последовательности (23).

В случае двумерной задачи А. А. Заморев вводит комплексные моменты масс относительно начала координат (которое также располагается на профиле наблюдения); гармонические моменты масс суть действительные и мнимые части комплексных моментов

$$\mu_n = \iint_D \delta(\xi, \zeta)(\xi + i\zeta)^n \, dS, \qquad n = 0, 1, 2, \ldots, \qquad (25)$$

которые представляют собой коэффициенты разложения комплексной напряженности поля $G(s) = g_z + ig_x$ в ряд Лорана в окрестности бесконечно удаленной точки

$$G(s) = -2if \sum_{n=0}^{\infty} \mu_n / s^{n+1}, \qquad s = x + iz. \qquad (26)$$

Легко видеть, что параметры, метод определения которых дан Г. А. Гамбурцевым в случае двумерной задачи, суть μ_0 и $\mathrm{Re}\,\mu_1$, $\mathrm{Im}\,\mu_1$.

В случае двумерной задачи А. А. Заморев не дал явного метода нахождения гармонических моментов относительно начала координат, ограничившись указанием, что он аналогичен использованному в трехмерной задаче, т. е. тоже основан на применении формулы Грина.

Как уже указывалось выше, в случае магнитного поля и косонамагниченных тел первые интегральные соотношения были выведены А. П. Казанским [56, 57]. А. А. Заморев [45] дал общий подход к построению системы параметров, однозначно определяемых по внешнему полю, а также способ вывода соответствующих интегральных соотношений. Построения А. А. Заморева основаны на сведении магнитной задачи к гравитационной на основе выражения магнитного потенциала через производные трех гравитационных потенциалов.

Чрезвычайно яркой работой, развивающей теорию интегральных методов нахождения системы гармонических моментов тяготеющих масс относительно начала координат, явилась работа В. К. Иванова [48]. В ней на основе развития метода А. А. За-

морева выводятся общие выражения для гармонических моментов произвольных номеров (k, n), $k \leqslant n$. Примечательно, что в этих выражениях фигурируют интегралы не по бесконечной плоскости $z = 0$, а по конечному кругу (с центром в начале координат достаточно большого радиуса R^2) в этой плоскости. Работой В. К. Иванова, по существу, завершена теория интегральных методов нахождения гармонических моментов тяготеющих масс относительно начала координат на плоскости наблюдения в случае трехмерной задачи. Отметим, что аналогичной теории для трехмерной магнитной задачи пока нет. К сожалению, следует констатировать, что работа В. К. Иванова (освещенная в обзоре [61]) оказалась, по существу, незамеченной и не нашла отражения в дальнейших теоретических и практических исследованиях геофизиков.

Существенный вклад в развитие теории определения интегральных характеристик трехмерных возмущающих тел внесен В. А. Магницким, в работе [79] которого дана интегральная формула для определения суммарной массы по данным на физической поверхности Земли (т. е. при сложном рельефе этой поверхности) и указан путь вывода соответствующих интегральных формул для координат центра тяжести.

Начало использования методов теории функций комплексного переменного для развития интегральных методов нахождения гармонических моментов масс относительно начала координат в случае плоской задачи было положено, как указывалось выше, А. А. Заморевым [46]. Развитием работы А. А. Заморева явились статьи Е. Когбетлианца [169, 170], в которых был дан вывод ряда интегральных соотношений в случае магнитной задачи методом контурного интегрирования. Эта работа важна и в другом отношении, о чем мы скажем ниже. Развитием работ Е. Когбетлианца явились статьи В. Н. Страхова [106—109], в которых: а) введена система комплексных моментов M_n намагниченных масс относительно начала координат:

$$M_n = \int\limits_D I(\xi, \zeta)(\xi + i\zeta)^n \, dS, \tag{27}$$

где $I(\xi, \zeta) = I_x(\xi, \zeta) + I_z(\xi, \zeta)$ — комплексная намагниченность, и показано, что эти моменты связаны с разложением комплексной напряженности $H(s) = Z + iX$ (X и Z — составляющие вектора напряженности поля по осям координат) в ряд Лорана в окрестности бесконечно удаленной точки:

$$H(s) = 2i \sum_{n=0}^{\infty} (n+1) M_n / s^{n+2}, \qquad s = x + iz; \tag{28}$$

б) дан метод последовательного нахождения интегральных соотношений для комплексных моментов намагниченных масс [106] и

---

[2] Радиус R считается достаточно большим, если возмущающие массы располагаются в полушаре $z > 0$, $x^2 + y^2 + z^2 \leqslant R^2$ (ось Oz направлена вниз).

выведены [108] общие формулы для моментов n-го порядка как при задании $H(s)$ на оси Ox, так и на криволинейном профиле наблюдения; в) показано [109], что интегральные соотношения могут быть использованы для нахождения некоторых комбинаций из комплексных моментов (число которых бесконечно), например произвольных целых степеней моментов; г) было продемонстрировано [107], что теория интегральных соотношений может быть использована и при интерпретации поля ΔT, т. е. аэромагнитных наблюдений, если только аномалии достаточно слабые.

В период 1940—1960 гг. по интегральным методам определения гармонических моментов масс был выполнен еще целый ряд частных исследований [43, 73, 82—84, 95, 144]. Эти исследования касались либо вопросов практического использования уже известных интегральных формул, либо вывода некоторых новых частных формул, либо построения методов решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии для тел правильной геометрической формы и постоянной плотности (намагниченности) по гармоническим моментам. Об исследованиях последнего рода следует сказать особо. Практически сразу же было осознано, что второе и третье из указанных выше методологических положений Г. А. Гамбурцева могут быть реализованы так: если аномалия порождается распределением источников, описываемым конечным числом параметров, то гармонические моменты являются функциями этих параметров, часто весьма простыми, следовательно, их можно использовать для составления уравнений относительно искомых параметров. Такой подход был вполне в духе господствующей парадигмы. В частной форме он впервые был использован А. И. Заборовским [38], в общей форме он обсуждался в работах Е. Когбетлианца [169] и В. Н. Страхова [107]. Наибольшего развития данный подход к решению обратной задачи достиг в работах А. В. Кудри [66], В. Н. Страхова и М. И. Лапиной [137, 138] и особенно П. И. Балка [2—5]. Принципиально новое звучание метод получил после работ И. М. Раппопорта [98] и В. К. Иванова [49], в которых было показано, что если комплексная напряженность поля характеризуется конечным числом отличных от нуля комплексных моментов масс, т. е. имеет вид

$$G(s) = -2if\sum_{n=0}^{N} m_n/(s-s_0)^{n+1}, \qquad (29)$$

то поле порождается распределением масс с постоянной плотностью по некоторой односвязной области D, содержащей точку s_0.

В указанных выше работах А. П. Казанского, А. А. Заморева, В. К. Иванова, Е. Когбетлианца, В. Н. Страхова к 1960 г. была, по существу, завершена аналитическая теория нахождения гармонических моментов масс в форме интегральных соотношений, начало которой было положено работами Г. А. Гамбурцева. Однако общая теория нахождения интегральных характеристик возмущающих масс по данным наблюдений указанными исследова-

ниями построена еще не была — ими закончился лишь важный первый этап в развитии этой теории; второй этап, продолжающийся и по настоящее время, был обусловлен становлением новой системы взглядов, о чем будет сказано ниже.

Теперь мы перейдем к обсуждению второго, современного этапа в развитии методов нахождения интегральных характеристик возмущающих (тяготеющих, намагниченных) тел по данным наблюдений. Главное состоит в том, что методологические положения Г. А. Гамбурцева (1—3) были существенно дополнены следующими положениями.

4. Задачи определения параметров, однозначно восстанавливаемых по внешнему полю без допущений о форме источников и законах распределения их плотности, являются неустойчивыми; малым вариациям входных данных могут отвечать большие вариации в значениях определяемых параметров.

5. Методологически наиболее правильными являются определения параметров, основанные на аппроксимации наблюденных полей некоторыми формальными распределениями масс (аппроксимационные методы).

К этим положениям следует присоединить еще два, более частных.

А. В качестве интегральных характеристик возмущающих тел следует рассматривать не гармонические моменты источников, а некоторые функции от моментов.

Б. Гармонические моменты масс — не единственная система параметров, однозначно определяемых по внешнему полю, хотя и важнейшая из них. Любая совокупность коэффициентов аналитического описания некоторого элемента поля во внешности какой-либо области, заключающей массы, представляет собой подобную систему параметров.

Осознание положений 4 и 5 и А и Б пришло далеко не сразу.

Прежде всего практика использования интегральных соотношений Г. А. Гамбурцева (в первую очередь формул (1) — (3) и (15) — (17)) показала, что интерпретация относительно слабоинтенсивных аномалий при наличии полей от соседних объектов, а также неточного знания так называемого нормального поля приводит к появлению больших погрешностей в определении суммарной массы и координат центра тяжести. Введение различного рода поправок за так называемые удаленные зоны обычно помогает мало. Попытка построить новые методики определения гармонических моментов масс, лишенные недостатков классических интегральных методик, привела к установлению связей между гармоническими моментами масс относительно начала координат и преобразованием Фурье наблюденного поля, причем моменты оказываются выраженными через производные спектральные функции в начале координат (здесь следует отметить прежде всего работы О. А. Соловьева [102, 103], А. А. Попова [96], В. Н. Страхова с соавторами [137, 138, 141]). А ведь вычисление производных — классическая неустойчивая задача!

Ниже приводятся формулы, иллюстрирующие сказанное. Если $F(u, v)$ — преобразование Фурье наблюденного поля $g_z(x, y) = \frac{\partial W}{\partial z}(x, y, 0)$,

$$F(u, v) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g_z(x, y)\, e^{-i(ux+vy)}\, dx\, dy \tag{30}$$

и если

$$s = \sqrt{u^2 + v^2}, \qquad u = s\cos\psi, \qquad v = s\sin\psi, \qquad F(u, v) = \Phi(s, \psi), \tag{31}$$

то

$$\begin{aligned} m_{k,n}^{(\cos)} &= \frac{(-1)^n (n+k)! (-i)^k}{2\pi f} \lim_{s\to 0} \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{d^n \Phi(s, \psi)}{ds^n} \cos k\psi\, d\psi, \\ m_{k,n}^{(\sin)} &= \frac{(-1)^n (n+k)! (-i)^k}{2\pi f} \lim_{s\to 0} \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{d^n \Phi(s, \psi)}{ds^n} \sin k\psi\, d\psi. \end{aligned} \tag{32}$$

В случае двумерной задачи ситуация еще нагляднее. Если

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} g_z(x, 0)\, e^{-i\omega x}\, dx, \tag{33}$$

то

$$\mu_n = -\frac{i^n}{2\pi f} \lim_{\omega\to 0} \frac{d^n F(\omega)}{d\omega^n}, \qquad \omega > 0. \tag{34}$$

Некорректный характер задачи определения гармонических моментов стал предельно ясным после работы В. К. Иванова и А. А. Чудиновой [51], в которой для случая плоской задачи было показано, что можно ввести вспомогательную переменную φ, $0 \leqslant \varphi \leqslant 2\pi$. При этом: 1) $g_z(x, 0) = u(\varphi)$, $g_x(x, 0) = v(\varphi)$; 2) гармонические моменты масс выражаются через производные функции $u(\varphi)$ и $v(\varphi)$ при $\varphi = 0$. В этой работе был построен метод нахождения моментов, явно использующий аппроксимацию и регуляризацию.

Следует отметить, что первым обратил внимание на некорректность задачи определения комплексных моментов (плоская задача) и дал приемы их определения с учетом неустойчивости Г. М. Воскобойников [13], однако его работа в свое время оказалась незамеченной геофизиками.

Некорректный характер задачи определения гармонических моментов можно пояснить на примере формулы (15). Пусть вместо значений $g_z(x, 0) = \partial W(x, 0)/gz$ нам известны значения $g_{z,\delta}(x, 0) = g_z(x, 0) + \delta g_z(x)$, где $\delta g_z(x)$ — помеха, удовлетворяющая условиям

$$\max_{|x|\leqslant\infty} |\delta g_z(x)| \leqslant \varepsilon, \qquad \int_{-\infty}^{+\infty} \delta g_z(x)\, dx = C, \tag{35}$$

где C — любая, наперед заданная константа, $\varepsilon > 0$ — сколь угодно малое число. Тогда

$$\int_{-\infty}^{+\infty} g_{z,\,\delta}(x, 0)\, dx = 2\pi f M + C, \tag{36}$$

т. е. погрешность нахождения массы может быть сколь угодно велика. При этом, если мы заменяем интеграл на $\lim\limits_{x\to\infty} \int\limits_{-x}^{+x}$, то с увеличением x погрешность возрастает.

Большую роль в понимании некорректности задачи нахождения интегральных характеристик возмущающих масс сыграли работы В. Н. Страхова [115, 119, 124], в которых было показано (рассматривается двумерная задача), что если массы распределены по бесконечной области в некотором горизонтальном слое (между прямой $z = -h$, $h > 0$, и кривой Γ, расположенной выше этой прямой, но асимптотически приближающейся к ней при $|x| \to \infty$), то координаты центра тяжести масс по внешнему полю на оси Ox вообще не определяются. Те значения координат, которые находятся по классическим интегральным соотношениям, характеризуют не истинное распределение масс, а некоторое эквивалентное распределение в ограниченной области.

Понимание неустойчивости задачи нахождения гармонических моментов масс относительно начала координат привело к уяснению того, что классические интегральные соотношения отнюдь не являются наилучшим средством для нахождения этих величин. Интегральные соотношения трудно регуляризовать — раз; использование этих соотношений требует предварительных процедур разделения локальных и региональных аномалий — два; эти соотношения трудно адаптировать к случаю, когда мы хотим найти гармонические моменты не относительно начала координат, а относительно некоторой точки в нижнем полупространстве — три, наконец, эти соотношения трудно адаптировать на случай сложного рельефа поверхности наблюдения — четыре [3]. Самое же главное заключается в том, что если поле имеет сложный интерференционный характер — порождается совокупностью возмущающих тел, то нас интересуют гармонические моменты (интегральные характеристики) каждого отдельного тела, тогда как интегральные соотношения дают способ нахождения гармонических моментов (интегральных характеристик) лишь всей совокупности источников. Радикальной мерой в преодолении этих трудностей, *в существенном базирующейся на втором и третьем методологических положениях Г. А. Гамбурцева*, явилась разработка аппроксимационных методов определения гармонических моментов относительно произвольной точки нижнего полупространства. Эти методы развились Ю. И. Кудрявцевым [67], В. В. Соболевым

[3] Характер последней трудности и способ ее преодоления был показан в уже упоминавшейся выше работе В. А. Магницкого [79].

[100], В. Н. Страховым с сотрудниками [137, 140, 141]. Наиболее законченные результаты по сопоставлению эффективности классических интегральных и аппроксимационных методов определения интегральных характеристик низших порядков (суммарная масса, координаты центра тяжести и аналогичные величины для источников магнитного поля) приведены в диссертационной работе Н. Ю. Шапошниковой [159].

Сущность метода аппроксимации при определении гармонических моментов тяготеющих или намагниченных масс предельно проста. Пусть элемент наблюденного поля u_δ имеет структурную модель вида

$$u_\delta(P_k) = \sum_{m=1}^{n} u_m^{\text{л}}(P_k) + u_\Phi(P_k) + \delta_k, \tag{37}$$

где P_k, $k = 1, 2, \ldots, N$ — точки наблюдения; u_Φ — фоновая компонента поля; δ_k — случайные погрешности (ошибки измерений и «шумы» геологического происхождения); $u_m^{\text{л}}$ — значения элемента поля от m-го возмущающего тела. Задаются аналитическим описанием поля $u_\Phi^{\text{мод}}(\mathbf{q})$, зависящим от вектора параметров $\mathbf{q}$ (обычно фон аппроксимируется линейной или квадратической функцией координат, компонентами вектора $\mathbf{q}$ являются коэффициенты полинома). Задаются формальными параметрическими классами Π_m, $m = 1, 2, \ldots, n$, источников поля; каждый класс зависит от небольшого (5—7) числа параметров, описываемых вектором $\boldsymbol{\pi}_m$. Принимается, что поле $u_m^{\text{л}}$ может быть достаточно разумно аппроксимировано полем некоторого представителя в классе Π_m. Пусть $u_m^{\text{мод}}(P_k, \Pi_m, \boldsymbol{\pi}_m)$—элемент поля в точке P_k от некоторого распределения масс в классе Π_m. Задаваясь некоторой метрикой $\rho(x, y) = \rho(u_\delta, u^{\text{мод}})$, решают задачу нахождения векторов $\boldsymbol{\pi}_m$, $m = 1, 2, \ldots, n$, и $\mathbf{q}$ из условия

$$\rho(u_\delta, u^{\text{мод}}) = \min_{\mathbf{q}, \boldsymbol{\pi}_1, \boldsymbol{\pi}_2, \ldots, \boldsymbol{\pi}_n}, \tag{38}$$

где

$$u^{\text{мод}} = \sum_{m=1}^{n} u_m^{\text{мод}}(P_k; \Pi_m, \boldsymbol{\pi}_m) + u_\Phi^{\text{мод}}(P_k; \mathbf{q}). \tag{39}$$

После того как все векторы $\boldsymbol{\pi}_m$ найдены, в качестве гармонических моментов (интегральных характеристик) источников m-го тела принимают гармонические моменты (интегральные характеристики) найденного представителя в классе Π_m, однозначно характеризуемого вектором параметров $\boldsymbol{\pi}_m$.

По сути дела аппроксимационный метод определения гармонических моментов масс есть метод грубого подбора. Он отличается от классических вариантов следующим: во-первых, используемые при подборе классы распределений масс являются не геологически-содержательными, а формальными; во-вторых, точность подбора (в особенности если речь идет об определении гармонических

моментов нулевого и первого порядков) может быть достаточно грубой, во всяком случае не оптимальной. Фактически используются два типа формальных распределений масс: I — классы сингулярных источников (точечных масс, мультиполей различных порядков), важнейшие из которых — отрезки действительных или мнимых частей рядов Лорана с полюсами в подбираемых точках нижней полуплоскости (двумерная задача) и отрезки рядов по сферическим функциям с полюсами в подбираемых точках нижнего полупространства (трехмерная задача); II — классы тел постоянной (подлежащей определению) плотности заданной формы, искомыми параметрами являются коэффициенты геометрических преобразований (линейных, аффинных) этих тел.

На первый взгляд кажется, что аппроксимационные методы нахождения гармонических моментов, в которых уже используют определенные модельные представления об источниках наблюденного поля, противоречат I методологическому положению Г. А. Гамбурцева. В известной мере это так. Но необходимость использования модельных представлений диктуется неустойчивостью решения задачи определения гармонических моментов. Определение же гармонических моментов отдельных тел по суммарному полю без модельных представлений об этих телах вообще принципиально невозможно.

Остановимся теперь на сущности высказанного выше положения А, утверждающего, что в качестве интегральных характеристик возмущающих тел следует рассматривать не гармонические моменты, а некоторые функции этих моментов. Собственно говоря, это положение восходит к Г. А. Гамбурцеву, а также к А. П. Казанскому, которые в качестве основных параметров принимали M, ξ_c, η_c, ζ_c, а не $M = m_{0,0}^{(\cos)}$, $m_{0,1}^{(\cos)}$, $m_{1,1}^{(\cos)}$, $m_{1,1}^{(\sin)}$, т. е. собственно гармонические моменты. А. П. Казанский, вводя меры ориентации длинной оси тела и степень его вытянутости по длинной оси, также использовал комбинации моментов второго порядка, а не сами эти моменты. Точка зрения именно на гармонические (комплексные в случае двумерной задачи) моменты как на основные интегральные характеристики возмущающих тел возникла позже в работах А. А. Заморева и В. К. Иванова, в связи с их обобщениями работ Г. А. Гамбурцева.

Какие же величины следует именовать интегральными характеристиками возмущающих тел, или, более общо, распределений тяготеющих или намагниченных масс? Этот вопрос в настоящее время удовлетворительно решен лишь для случая двумерной задачи. Пусть $\sigma = \xi + i\zeta$, $s_0 = x_0 + iz_0$. Определим комплексные моменты тяготеющих и намагниченных масс относительно точки s_0 соотношениями

$$\mu_n(s_0) = \iint_D \delta(\xi, \zeta)\,(\sigma - s_0)^n\,dS,$$
$$M_n(s_0) = \iint_D I(\xi, \zeta)\,(\sigma - s_0)^n\,dS, \qquad n = 0, 1, 2, \ldots \tag{40}$$

Обозначим через $s_c^{(g)}$ и $s_c^{(m)}$ комплексные координаты центров тяжести тяготеющих и намагниченных масс (полагая $\mu_0(s_0) = \mu$, $M_0(s_0) = M$, ибо моменты нулевого порядка не зависят от s_0)

$$s_c^{(g)} = \mu_1(s_0)/\mu, \quad s_c^{(m)} = M_1(s_0)/M. \tag{41}$$

Величины μ, $\xi_c^{(g)} = \operatorname{Re} s_c^{(g)}$, $\zeta_c^{(g)} = \operatorname{Im} s_c^{(g)}$ образуют систему интегральных характеристик низшего порядка (нулевого и первого) в случае гравитационного поля, величины M, $\xi_c^{(m)} = \operatorname{Re} s_c^{(m)}$, $\zeta_c^{(m)} = \operatorname{Im} s_c^{(m)}$ — систему интегральных характеристик низшего порядка в случае магнитного поля.

Образуем теперь комплексные величины

$$\begin{aligned} \gamma_n^{(g)} \exp i\theta_n^{(g)} &= (\mu_n(s_c^{(g)})/\mu)^{1/n}, \\ \gamma_n^{(m)} \exp i\theta_n^{(m)} &= (M_n(s_c^{(m)})/M)^{1/n}, \end{aligned} \tag{42}$$

где $\mu_n(s_c^{(g)})$, $M_n(s_c^{(m)})$ — комплексные моменты источников относительно соответствующих центров тяжести. Величины $\gamma_n^{(g)}$, $\theta_i^{(g)}$, $n = 2, 3, \ldots$, образуют систему интегральных характеристик высших порядков тяготеющих масс, величины $\gamma_n^{(m)}$, $\theta_n^{(m)}$, $n = 2, 3, \ldots$,— систему интегральных характеристик высшего порядка намагниченных масс. Для случая пуассоновских тел величины $\gamma_n^{(g)}$ и $\gamma_n^{(m)}$, $\theta_n^{(g)}$ и $\theta_n^{(m)}$ совпадают; в этом случае они характеризуют только геометрические свойства носителей источников, их форму и ориентацию (но не положение!) в плоскости комплексного переменного. Параметры $\theta_2^{(g)}$ и $\theta_2^{(m)}$ характеризуют угол наклона длинной оси тела к оси Ox, параметры $\gamma_2^{(g)}$ и $\gamma_2^{(m)}$ — меру вытянутости тела по длинной оси. Параметры $\gamma_3^{(g)}$, $\gamma_4^{(g)}$, $\theta_3^{(g)}$, $\theta_4^{(g)}$ (соответственно $\gamma_3^{(m)}$, $\gamma_4^{(m)}$, $\theta_3^{(m)}$, $\theta_4^{(m)}$) характеризуют асимметрию возмущающего тела относительно длинной оси, сложность формы возмущающего тела.

Наглядное понимание содержательного смысла интегральных характеристик высших порядков достигается на основе так называемой зарядовой интерпретации комплексных моментов высшего порядка; для экономии места ограничимся случаем гравитационного поля. Пусть $\varepsilon_k^{(n)}$, $k = 0, 1, 2, \ldots$, $n-1$ — первообразные корни n-й степени из единицы, $\varepsilon_k^{(n)} = \exp 2\pi ik/n$. Обозначим через $\Delta\sigma_{n,k}^{(g)}$ величины вида

$$\Delta\sigma_{n,k}^{(g)} = \varepsilon_k^{(n)} \gamma_n^{(g)} \exp i\theta_n^{(g)} \tag{43}$$

и положим $\sigma_{n,k}^{(g)} = s_c^{(g)} + \Delta\sigma_{n,k}^{(g)}$. Поместим в точку $s_c^{(g)}$ массу $(-\mu)$, а в точки $\sigma_{n,k}^{(g)}$, $k = 0, 1, 2, \ldots, n-1$ — массы величины $(+\mu/n)$. Тогда нетрудно подсчитать, что для данной системы распределения точечных масс все комплексные моменты на точку $s_c^{(g)}$ порядков $0, 1, 2, \ldots, n-1$ равны нулю, а момент порядка n

в точности равен $\mu_n(s_c^{(g)})$; отметим, что комплексные моменты порядков $n+1$, $n+2$, . . ., $2n-1$ также равны нулю.

В случае трехмерной задачи система интегральных характеристик высших порядков, подобная описанной здесь для случая двумерной задачи, еще не построена; имеются лишь отдельные построения для гармонических моментов 2-го порядка. Нахождение системы интегральных характеристик возмущающих тел в случае трехмерной задачи — одна из важных проблем теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.

Перейдем теперь к обсуждению положения Б. В настоящее время методы определения интегральных характеристик возмущающих тел тесно связаны с методами аналитического продолжения потенциальных полей [51, 100, 121, 125, 134, 135], осуществляемого с целью нахождения пространственного распределения этих полей и локализации источников поля. Суть дела в аппроксимационном методе продолжения полей. Осуществляя аппроксимацию локальной компоненты наблюденного поля полем некоторого сингулярного распределения источников с целью продолжения, мы можем по этой аппроксимации найти и гармонические моменты источников. В процессе развития методов аппроксимационного продолжения полей, заданных на прямой (двумерная задача) и плоскости (трехмерная задача) во всю внешность некоторой области, заведомо содержащей источники поля, выяснилось, что отрезки рядов, коэффициентами которых являются комплексные моменты источников (ряд Лорана, двумерная задача) и гармонические моменты источников (ряды по сферическим функциям), отнюдь не являются лучшим инструментом аппроксимации. Гораздо эффективнее, например, использование для аппроксимации отрезков рядов, представляющих элементы полей в биполярной (двумерная задача) и бисферической (трехмерная задача) системах координат [116, 117, 125, 134, 135]. Зная коэффициенты отрезков таких разложений, можно вычислить комплексные (двумерная задача) и гармонические (трехмерная задача) моменты масс относительно заданной точки и далее интегральные характеристики источников. Однако расчеты можно проводить иначе. Коэффициенты любых аналитических выражений для элементов полей, однозначно восстанавливаемых по внешнему полю, можно трактовать как систему параметров, подобную гармоническим моментам. По этим коэффициентам можно вычислять интегральные характеристики, быть может отличные от тех, которые порождаются гармоническими моментами. Этот подход в настоящее время еще не разработан, и выяснение его значимости — серьезная и интересная проблема теории интерпретации потенциальных полей.

Из всего сказанного о современном состоянии теории и методов определения интегральных характеристик возмущающих тел у читателя может сложиться впечатление, что интегральные формулы Г. А. Гамбурцева (и некоторые другие, близкие к ним, выведенные его последователями) утеряли свое практическое значение. Однако такое впечатление было бы глубоко ошибочным.

Во многих практически важных ситуациях (изолированные аномалии, высокоинтенсивные аномалии и др.) эти формулы, до сих пор составляющие один из важных разделов в вузовских курсах гравиразведки и магниторазведки, позволяют с успехом решать важные геологические задачи. Об этом свидетельствует целый ряд публикаций 60-х и 70-х годов [84, 95, 145].

Подробный анализ развития идей Г. А. Гамбурцева по интегральным характеристикам возмущающих тел и методов их определения, а также характеристика современных представлений по указанным вопросам преследовали две цели: 1) показать, какой мощный толчок дали эти идеи теории интерпретации потенциальных полей, как диалектически эти идеи развивались и дополнялись, как актуальны эти идеи и в настоящее время; 2) дать основу для обсуждения принципиального вопроса о взаимоотношении работ Г. А. Гамбурцева и его последователей (А. П. Казанский, А. А. Заморев, В. К. Иванов, В. Н. Страхов и другие) с работами по геодезической гравиметрии и по постоянному магнитному полю Земли, в которых проблемы определения гармонических моментов применительно к глобальным полям обсуждались существенно раньше — в XVIII и XIX вв.

И в психологическом, и в историческом плане последний вопрос чрезвычайно интересен. В предисловии к I выпуску «Прикладной геофизики» (в котором им написана пятая, дополнительная глава к переводу статьи К. Юнга; I выпуск «Прикладной геофизики» был подписан к печати 28.III.1936 г.) Г. А. Гамбурцев пишет: «Редактор (Г. А. Гамбурцев.— *В. С.*) счел возможным не дополнять статьи Юнга описанием маятниковых наблюдений, изложением теории потенциала и фигуры Земли, так как в этой области имеются на русском языке такие книги, как Н. И. Идельсон «Теория потенциала», А. А. Михайлов «Курс гравиметрии и теории фигуры Земли» и пр.» [4]. Таким образом, Г. А. Гамбурцев в 1935 г. определенно был знаком с классическими результатами в области теории потенциала и теории фигуры Земли и должен был видеть связь этих результатов с решаемой им проблемой. Использование аппарата интегральной формулы Грина в [25] подкрепляет сказанное. Почему же он об них по-настоящему не упоминал ни в работе [25], ни в работе [26], и почему этот пробел не был восполнен в работах его последователей? [5]

Автор настоящей статьи считает возможным дать такое объяснение этой интересной в психологическом плане ситуации. Конеч-

---

[4] Книга А. А. Михайлова вышла в 1933 г. [85], книга Н. И. Идельсона — в 1932 г. [52].

[5] Отсутствие таких ссылок дало повод М. С. Молоденскому дать такое подстрочное примечание к работе [26] в «Избранных трудах» Г. А. Гамбурцева [28, с. 100—101]: «...Интегралы подобного типа $\left(\int\limits_{\tau} \rho U \, d\tau, \right.$ U — гармоническая функция в τ, ρ — плотность масс.— *В. С.*$\left.\right)$ часто называют стоксовыми постоянными. Таким образом, в настоящей статье мы имеем пример вычисления трех стоксовых постоянных».

но, Г. А. Гамбурцев понимал, что определяемые им параметры суть первые гармонические моменты масс, связанные с разложением внешнего поля объекта в ряд по сферическим функциям, и что здесь есть прямая связь с классическими результатами. Однако он не владел к тому времени методом нахождения всех гармонических моментов масс по элементам поля, заданным на плоскости, и не хотел поэтому ставить и обсуждать вопрос во всей его общности и затемнять суть дела аналогиями. Это во-первых. А во-вторых (и это самое главное!), Г. А. Гамбурцев безусловно понимал принципиальное отличие решаемой им задачи от глобальных задач, по крайней мере в аналитическом плане. Действительно, в случае Земли (принимаемой в первом приближении за шар) нахождение гармонических моментов сводится к вычислению некоторых интегралов от элементов полей по замкнутой поверхности, причем каждый момент вычисляется по своей собственной, независимой от других формуле. В случае же разведочных задач элементы поля считаются заданными на плоской (незамкнутой) поверхности Земли и интегральные формулы для гармонических моментов носят существенно иной характер; важнейшее отличие здесь в том, что они рекуррентны — для нахождения моментов n-го порядка, $n \geqslant 2$, необходимо знать некоторое число моментов низшего порядка [6], что и видно из формул, данных А. А. Заморевым [44] и В. К. Ивановым [48]. Но наиболее полно принципиальное различие задач с данными на сферической поверхности и данными на плоскости выявлено только теперь в связи с изучением вопросов устойчивости. Нахождение гармонических моментов по данным на сферической поверхности в некотором естественном смысле (в определенной среднеквадратической метрике) — устойчивая задача, тогда как нахождение гармонических моментов по данным на плоскости — задача, в любом естественном смысле неустойчивая. Думается, что в общих чертах все это Г. А. Гамбурцев, с его богатой интуицией физика, представлял.

Что же касается его последователей (А. А. Заморев, В. К. Иванов и т. д.), то они также представляли себе различие в постановке задач и видели свое призвание в развитии именно предшествующих работ, следовали уже некоторой сложившейся традиции.

Анализ влияния работ Г. А. Гамбурцева по определению интегральных характеристик возмущающих тел на развитие теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий был бы неполным, если бы мы не остановились еще на четырех моментах:

1) на разработке так называемых интегральных критериев интерпретации;

[6] Кстати, рекуррентный характер классических интегральных соотношений для гармонических моментов источников поля высших порядков является одним из важных недостатков этих соотношений с практической точки зрения; он обусловливает накопление погрешностей с ростом номера момента. Использование выражений для моментов в форме производных от спектральных функций имело целью прежде всего преодоление этого недостатка.

2) на разработке теории трансформаций аномалий, точнее — на методах вычисления потенциала и его производных на плоскости наблюдения;

3) на методах восстановления так называемого уровня нормального поля;

4) на вопросе об определении интегральных характеристик электромагнитных полей.

Понятие «интегральный критерий интерпретации» было введено А. А. Ляпуновым, который для случая двумерной задачи и гравитационного поля в работе [78] дал формулу

$$\int_a^b g_z(x, 0)\, dx = 2f\varphi \quad M. \tag{44}$$

Здесь M — суммарная масса, сосредоточенная на выпуклой области D, несущей массы постоянной или переменной плотности; $\varphi_{ср}$ — угол, под которым виден отрезок (a, b) оси Ox из некоторой точки P, принадлежащей области D. Отправной точкой при построении формулы (44) явилась формула Г. А. Гамбурцева (15), в которую переходит (44) при $a \to -\infty$, $b \to +\infty$. Таким образом, руководящим при создании «интегральных критериев» было стремление избавиться от трудностей в практической реализации формулы (15), возникающих в связи с наличием бесконечных пределов интегрирования.

С другой стороны, допустим, что величина суммарной массы M нам известна. В этом случае можно найти $\varphi_{ср}$ и геометрическое место точек, из которых отрезок (a, b) виден под углом $\varphi_{ср}$, — это будет дуга окружности, опирающаяся на (a, b) как на хорду. Ясно, что часть этой дуги пересекает область D. Осуществляя нахождение $\varphi_{ср}$ для различных отрезков (a, b) и строя соответствующие геометрические места, можно качественно локализовать некоторую «среднюю» часть области D.

Работа А. А. Ляпунова послужила толчком к появлению работ Х. Л. Смолицкого [99] и Е. Г. Булаха [6, 7]; последним была выпущена обобщающая монография [8]. В работах Х. Л. Смолицкого и Е. Г. Булаха формула (44) обобщена на трехмерный случай и даны выражения для интегралов в конечных пределах, содержащих другие элементы гравитационного поля (см. также [14, 60]). Во всех случаях значения интегралов выражаются через величины, характеризующие положение некоторых средних точек в области, занятой массами. Общая идея таких формул состоит в том, чтобы без жестких модельных допущений осуществлять определенную локализацию возмущающих масс. Однако в связи с развитием более совершенных методов определения интегральных характеристик возмущающих тел, а также с развитием методов подбора (в рамках идей оптимизации и регуляризации) интегральные критерии аппроксимации утеряли свое практическое значение.

Переходя к вопросу о трансформациях потенциальных полей, следует сразу же подчеркнуть, что основным стимулом к их развитию явились идеи разделения полей и нахождения пространственного распределения аномальных полей. Однако на начальном этапе развития методов трансформирования полей определенным стимулом этого развития служили интегральные методы определения гармонических моментов масс. Дело в том, что в формулах Г. А. Гамбурцева (8)—(14) фигурируют элементы поля, которые на практике не измеряются: W, $\partial W/\partial x$, $\partial W/\partial y$, $\partial^2 W/\partial z^2$. Естественно, что реальное практическое значение эти формулы могут иметь в том и только том случае, если соответствующие элементы поля (в первую очередь потенциал W и во вторую — производную $\partial^2 W/\partial z^2$) можно будет вычислять по тем элементам, которые экспериментально наблюдаемы. Этой логикой с очевидностью руководствовался А. А. Заморев, в классических работах [39, 40] которого вопросы нахождения интегральных характеристик и вычисления недостающих элементов поля на плоскости $z = 0$ рассматривались по существу совместно и решались с помощью одного и того же математического метода.

Далее. Всюду выше обсуждались основополагающие идеи Г. А. Гамбурцева по определению интегральных характеристик возмущающих тел и конкретно — формулы (1)—(3), (8)—14), (15)—(20). Однако среди соотношений (1)—(20) есть группа формул, отличных по своему смыслу,— это формулы (3)—(7), в правой части которых фигурирует нуль (аналогичные формулы могут быть выписаны и для двумерной задачи, и для магнитного поля). Эти формулы также имеют большое практическое значение: именно они составляют основу методик выделения так называемого нормального поля. В самом деле, пусть наблюденное поле имеет структурную модель вида

$$W_{xz}^{H} = \partial^2 W_a/\partial x \partial z + C + \delta W_{xz}, \tag{45}$$

где C — неизвестная константа; δW_{xz} — случайная помеха; $\partial^2 W_a/\partial x \partial z$ — аномальное поле объекта. Очевидно, выбирая пределы x_0, y_0 достаточно большими, в силу формулы (6) будем иметь

$$\int_{-x_0}^{+x_0}\int_{-y_0}^{+y_0} W_{xz}^{H}(x, y, 0)\, dx\, dy \approx 4x_0 y_0 C, \tag{46}$$

откуда можно приближенно определить неизвестную константу C.

Подобные методики, особенно в магнитометрии, нашли весьма широкое распространение [74, 75].

И последнее. В работе Г. В. Приса [97] было показано, что в случае стационарного низкочастотного электромагнитного поля, порожденного проводящим объектом в непроводящей среде (имеется в виду вторичное поле), можно ввести величины, аналогичные интегральным моментам в случае гравитационного поля, и определить их по элементам поля, заданным на плоскости $z = 0$ (Г. В. Прис рассматривал случай двумерной задачи). Нет сомне-

ния, что основополагающие идеи Г. А. Гамбурцева могут найти широкое применение и в электроразведке; развитие их во всей общности — актуальная теоретическая проблема этой области разведочной геофизики.

МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ПРЯМЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

Вопросам решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии посвящено наибольшее число работ Г. А. Гамбурцева — 10. Это работы [15, 16, 18—20, 21, 24, 26]. Все основные результаты, данные им в предыдущих исследованиях, вместе с некоторыми новыми, относящимися к трехмерной задаче, приведены в уже упоминавшейся V (дополнительной) главе к статье К. Юнга в I выпуске «Прикладной геофизики» [25].

Главным объектом в исследованиях Г. А. Гамбурцева была прямая задача гравиметрии для тел постоянной плотности. Магнитную задачу для однородно-намагниченных тел он сводил к гравитационной на основе теоремы Пуассона.

Г. А. Гамбурцев прекрасно сознавал центральное значение идеи подбора для теории и практики интерпретации гравитационных (и, естественно, магнитных) аномалий, следовательно — важность создания достаточно простых и точных методов решения прямых задач. Здесь уместно будет полностью воспроизвести весьма краткое вступление к V (дополнительной) главе «Методы интерпретации гравитационных наблюдений» статьи К. Юнга в [25].

«Определение расположения масс по заданным на плоскости значениям потенциала силы тяжести или его производных (первых и вторых) составляет основную проблему интерпретации гравитационных наблюдений. В общем виде задача эта неоднозначна, что ясно показывает пример шара, объем которого можно увеличивать за счет уменьшения плотности без изменения поля силы тяжести (вне шара), вызываемого им.

Однако на практике степень неоднозначности задачи значительно снижается теми ограничительными условиями, которые обычно накладываются на форму и плотность геологических тел и которые диктуются главным образом геологическими соображениями.

В зависимости от числа и рода ограничений задача интерпретации может приобрести однозначность и в некоторых случаях может быть решена с известной долей приближения путем простых математических операций.

Большинство из применяющихся методов интерпретации заключается в подборе формы и плотности геологического тела, производимого путем сравнения поля силы тяжести, вычисленного для этого тела, с наблюденным. Эти методы, а также и некоторые другие, требуют умения вычислять возможно более просто значения первых и вторых производных потенциала масс различной формы».

Это предисловие чрезвычайно ярко характеризует лаконичный стиль Г. А. Гамбурцева, в нем, по существу, излагается кредо теории интерпретации тех лет: 1) центральное значение метода

подбора в неформализованном варианте; 2) необходимость использования модельных представлений, базирующихся главным образом на геологических данных; 3) обусловленность интерпретируемых аномалий единственным геологическим телом; 4) важное значение прямой задачи и требование простоты (фактически — возможности решения задачи вручную) к методам решения прямых задач. (В [18] Г. А. Гамбурцев пишет: «Интерпретация, вообще говоря, производится путем более или менее удачного подбора. Удача подбора зависит от того, насколько быстро и просто мы умеем вычислять производные магнитного и гравитационного потенциалов искомых масс».)

Последнее требование в эпоху ручного счета (т. е. приблизительно до 1960 г.), несмотря на его сугубо технический характер, признавалось весьма важным и во многом определяло точку зрения гравиметристов на аналитику решений прямой задачи, о чем несколько подробнее будет сказано ниже.

Основные аналитические результаты прямой задачи гравиметрии и магнитометрии, полученные Г. А. Гамбурцевым, можно представить в виде следующей совокупности формул [7].

А. ДВУМЕРНАЯ ЗАДАЧА, ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

I. Общие выражения элементов полей однородных тел произвольной формы.

$$\frac{\partial W}{\partial x} = 2f\delta \oint \ln r \, d\zeta = 2f\delta \oint \varphi \, d\xi = -2f\delta \oint \xi \, d\varphi =$$

$$= 2f\delta \oint \sin\varphi \, dr \approx -2f\delta \sum \xi \Delta\varphi; \qquad (47)$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 2f\delta \oint \ln r \, d\xi = -2f\delta \oint \varphi \, d\zeta = 2f\delta \oint \zeta \, d\varphi =$$

$$= -2f\delta \oint \cos\varphi \, dr \approx 2f\delta \sum \zeta \Delta\varphi; \qquad (48)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \, \partial z} = -2f\delta \oint \frac{\xi - x}{r^2} d\xi = -2f\delta \oint \frac{\zeta}{r^2} d\zeta = -f\delta \oint \frac{\cos 2\varphi \, dr}{r}; \qquad (49)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = -\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -2f\delta \int \frac{\xi - x}{r^2} d\zeta = 2f\delta \oint \frac{\zeta}{r^2} d\xi =$$

$$= -f\delta \oint \frac{\sin 2\varphi}{r} dr = -2f\delta \oint \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} d\zeta = 2f\delta \oint \frac{\partial \varphi}{\partial \xi} d\xi; \qquad (50)$$

$$\frac{\partial W}{\partial x} = 2f\delta \iint \cos\varphi \, dr \, d\varphi = 2f\delta \iint d\xi \, d\varphi \approx 2f\delta \sum \Delta\xi \Delta\varphi; \qquad (51)$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 2f\delta \iint \sin\varphi \, dr \, d\varphi = 2f\delta \iint d\zeta \, d\varphi \approx 2f\delta \sum \Delta\zeta \Delta\varphi. \qquad (52)$$

II. Выражения элементов двумерного гравитационного поля от произвольного многоугольника плотности δ.

[7] Формулы даны в обозначениях, максимально приближенных к обозначениям Г. А. Гамбурцева.

$$\frac{\partial W}{\partial x} = 2f\delta \sum_{k=1}^{N} \omega_k N_k \cos(N_k, x) + \ln r_k \times$$
$$\times [N_k \cos(N_k, z) - N_{k-1} \cos(N_{k-1}, z)]; \quad (53)$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 2f\delta \sum_{k=1}^{N} \omega_k N_k \cos(N_k, z) - \ln r_k \times$$
$$\times [N_k \cos(N_k, z) - N_{k-1} \cos(N_{k-1}, z)]; \quad (54)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial z} = 2f\delta \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, x) \left[\omega_k \cos(N_k, z) - \ln \left(\frac{r_{k+1}}{r_k} \right) \cos(N_k, x) \right]; \quad (55)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 2f\delta \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, z) \left[\omega_k \cos(N_k, z) - \ln \left(\frac{r_{k+1}}{r_k} \right) \cos(N_k, x) \right]. \quad (56)$$

Б. ДВУМЕРНАЯ ЗАДАЧА, МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

I. Общие выражения элементов полей однородно намагниченных тел произвольной формы.

$$X = 2I \oint \frac{\xi}{r^2}\, dt = -2I \oint \frac{\zeta}{r^2}\, ds = 2I \oint \frac{\cos\varphi}{r}\, dt = -2I \oint \frac{\sin\varphi}{r}\, ds; \quad (57)$$

$$Z = 2I \oint \frac{\zeta}{r^2}\, dt = 2I \oint \frac{\xi}{r^2}\, ds = 2I \oint \frac{\sin\varphi}{r}\, dt = 2I \oint \frac{\cos\varphi}{r}\, ds; \quad (58)$$

$$X = -2I \oint \cos\varphi \sin(\varphi - \alpha) \frac{dr}{r} = -2I \oint \sin\varphi \cos(\varphi - \alpha) \frac{dr}{r}; \quad (59)$$

$$Z = -2I \oint \sin\varphi \sin(\varphi - \alpha) \frac{dr}{r} = 2I \oint \cos\varphi \cos(\varphi - \alpha) \frac{dr}{r}; \quad (60)$$

$$\frac{\partial X}{\partial x} = -\frac{\partial Z}{\partial z} = 4I \oint \frac{\xi\zeta}{r^4}\, ds; \quad (61)$$

$$\frac{\partial X}{\partial z} = \frac{\partial Z}{\partial x} = -4I \oint \frac{\xi\zeta}{r^4}\, dt. \quad (62)$$

II. Выражения элементов двумерного магнитного поля от произвольного однородно намагниченного с интенсивностью I многоугольника

$$X = 2I \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, s) \left[\omega_k \cos(N_k, x) + \left(\ln \frac{r_{k+1}}{r_k} \right) \cos(N_k, z) \right] =$$
$$= 2I \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, t) \left[\omega_k \cos(N_k, z) - \left(\ln \frac{r_{k+1}}{r_k} \right) \cos(N_k, x) \right]; \quad (63)$$

$$Z = 2I \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, t) \left[\omega_k \cos(N_k, x) + \left(\ln \frac{r_{k+1}}{r_k} \right) \cos(N_k, z) \right] =$$

$$= 2I \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, s) \left[\omega_k \cos(N_k, z) - \left(\ln \frac{r_{k+1}}{r_k} \right) \cos(N_k, x) \right]; \qquad (64)$$

$$\frac{\partial X}{\partial z} = \frac{\partial Z}{\partial x} = 2I \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, s) \left\{ \left(\frac{\zeta_{k+1}}{r_{k+1}^2} - \frac{\zeta_k}{r_k^2} \right) \cos(N_k, z) - \right.$$

$$\left. - \left(\frac{\xi_{k+1}}{r_{k+1}^2} - \frac{\xi_k}{r_k^2} \right) \cos(N_k, x) \right\}; \qquad (65)$$

$$\frac{\partial X}{\partial x} = - \frac{\partial Z}{\partial z} = 2I \sum_{k=1}^{N} \cos(N_k, t) \left\{ \left(\frac{\zeta_{k+1}}{r_{k+1}^2} - \frac{\zeta_k}{r_k^2} \right) \cos(N_k, z) - \right.$$

$$\left. - \left(\frac{\xi_{k+1}}{r_{k+1}^2} - \frac{\xi_k}{r_k^2} \right) \cos(N_k, x) \right\}. \qquad (66)$$

В. ТРЕХМЕРНАЯ ЗАДАЧА, ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

$$\frac{\partial W}{\partial x} \approx f\delta\Delta\zeta \sum \oint \frac{d\eta}{r}; \qquad (67)$$

$$\frac{\partial W}{\partial y} \approx f\delta\Delta\zeta \sum \oint \frac{d\xi}{r}; \qquad (68)$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} \approx f\delta\Delta\zeta \sum \zeta \oint \frac{d\varphi}{r} \approx f\delta\Delta\eta \sum \oint \frac{d\xi}{r} \approx f\delta\Delta\xi \sum \oint \frac{d\eta}{r}; \qquad (69)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial z} \approx - f\delta\Delta\zeta \sum \zeta \oint \frac{d\eta}{r^3} \approx - f\delta\Delta\xi \sum \xi \oint \frac{d\eta}{r^3}; \qquad (70)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial y\, \partial z} \approx - f\delta\Delta\zeta \sum \zeta \oint \frac{d\xi}{r^3} \approx - f\delta\Delta\xi \sum \eta \oint \frac{d\xi}{r^3}; \qquad (71)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial y} \approx - f\delta\Delta\xi \sum \xi \oint \frac{d\zeta}{r^3} \approx - f\delta\Delta\eta \sum \eta \oint \frac{d\zeta}{r^3}; \qquad (72)$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} \approx - f\delta\Delta\zeta \sum \oint \frac{\xi d\eta - \eta d\xi}{r^3}. \qquad (73)$$

Дадим к этим формулам Г. А. Гамбурцева необходимые пояснения. В (47)—(52) и (67)—(73) W — аномальный гравитационный потенциал, δ — плотность (аномальных масс). В (47)—(52) массы сосредоточены в конечной односвязной области D из нижней полуплоскости, ограниченной спрямляемой жордановой кривой ∂D; система координат—ось Oz вниз, ось Ox вправо (см. рис. 1, заимствованный из работы Г. А. Гамбурцева [25]). $\oint$ обозначает интеграл по границе ∂D области, занятой массами, при интегрировании контур пробегается по часовой стрелке (внутренность ∂D — область D — остается справа). Система координат, использованная в (67)—(73), показана на рис. 2, опять-таки заимствованном из [25]. В формулах (67)—(73) гравитирующее тело V плотности δ аппроксимировано системой пластинок; тело V разбивается на

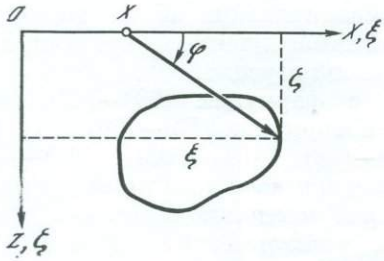


РИС. 1. Система координат для двухмерной задачи

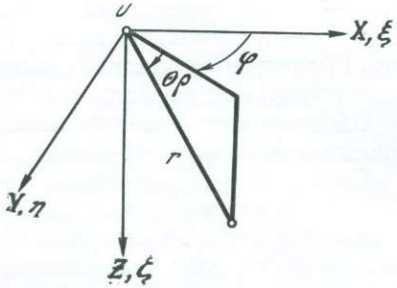


РИС. 2. Система координат для трехмерной задачи

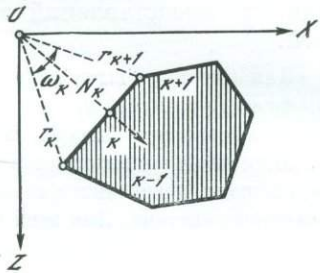


РИС. 3. К решению прямой задачи для однородного многоугольника

совокупность слоев, либо горизонтальных — формулы (67)—(68), (73), первые выражения в правых частях (69)—(71), либо же вертикальных — формула (72), последующие выражения в правых частях (69)—(71), и эффект каждого слоя приближенно заменен действием материальной пластинки (плотность поверхностных масс определяется по принципу конденсации), представляющей собой среднее сечение соответствующего слоя. Полный эффект выражается суммой эффектов всех слоев, приближенно — суммой эффектов всех пластин. Пусть Π_k — k-я материальная пластина в аппроксимации распределения масс, используемого для решения задачи, $\partial\Pi_k$ — ее граница (которая есть спрямляемая жорданова кривая); тогда $\oint$ представляет собой контурный интеграл по $\partial\Pi_k$, проходимый по часовой стрелке.

В формулах (53)—(56) (см. рис. 3, заимствованный из работы Г. А. Гамбурцева [164], с некоторыми изменениями в обозначениях) W — гравитационный потенциал, порожденный многоугольником плотности δ; (ξ_k, ζ_k) и (ξ_{k+1}, ζ_{k+1}), $k = 1, 2, \ldots, N$, $\xi_{N+1} = \xi_1$, $\zeta_{N+1} = \zeta_k$ — координаты вершин, расположенных на k-й стороне многоугольника; N_k — расстояние от начала координат до k-й стороны; ω_k — углы, под которыми из начала координат видны стороны многоугольника. Многоугольник обходится по часовой стрелке.

В формулах (57)—(66) X и Z — компоненты вектора напряженности аномального магнитного поля по осям координат (ось Oz вниз, ось Ox вправо), I — интенсивность намагничивания, dt и ds:

$$dt = \frac{1}{I}(I_z\,dx - I_x\,dz),\ ds = \frac{1}{I}(I_x\,dx + I_z\,dz), \qquad (74)$$

где t — направление намагничивания; s — ему перпендикулярное; I_x и I_z — компоненты вектора намагничивания по осям координат. Граница ∂D области D, занятой намагниченными массами, при интегрировании пробегается по часовой стрелке.

Обозначения, использованные в формулах (63)—(66), полностью аналогичны обозначениям в формулах (53)—(56).

Свои общие формулы (47)—(52), (57)—(62), (67)—(73) Г. А. Гамбурцев рассматривал *исключительно с позиций создания простых и экономичных методов приближенного численного решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии*. Вот что он пишет в уже цитированной работе [25] после вывода серии интегральных представлений элементов двумерных гравитационных полей.

«Для быстрого вычисления первых и вторых производных потенциала силы тяжести в случае произвольной формы контура сечения цилиндра могут быть применены три способа. Первый из них основан на графическом интегрировании двойных интегралов методом подсчета числа клеток, содержащихся в площади поперечного сечения цилиндра и оказывающих на ауфпункт одинаковое действие. Для этой цели служат специальные диаграммы, описание которых будет приведено ниже.

Второй способ заключается также в графическом интегрировании, но уже криволинейных интегралов. В этом случае подсчитывается число пересечений контура сечения цилиндра с некоторой системой линий. И, наконец, третий способ — *самый удобный и быстрый* (курсив мой.— *В. С.*) — состоит в интегрировании криволинейных интегралов путем специальных механических вычислительных приборов. Так как каждый из этих способов заслуживает внимания, то мы опишем все три способа».

Итак, первый способ решения прямой задачи, указываемый Г. А. Гамбурцевым,— это способ палеток. Диаграммы, которые он описывает,— это знаменитые палетки Гамбурцева для вычисления $g_z = \partial W/\partial z$ и $g_x = \partial W/\partial x$[8]; первая из них впервые была предложена в работе [21]. Сейчас, когда эпоха ручного счета, по существу, уже кончилась, можно смело утверждать, что именно палетка Гамбурцева для вычисления g_z — самая простая и надежная по способам расчета, построения и практического использования из всех когда-либо предложенных для вычисления элементов гравитационных полей — явилась основным средством решения прямых двумерных задач гравиметрии вплоть до 70-х годов. Палетки Бартона и Юнга также обстоятельно изучались в вузах в курсе гравиметрии, но на практике использовалась исключительно палетка Гамбурцева. Автор рискует даже утверждать, что с ее помощью за 40 с лишним лет было проделано больше интерпретаций гравитационных аномалий (как в связи с поиском антиклинальных структур в осадочных толщах, а также рудных месторождений в складчатых областях, так и при изучении глу-

[8] А также круговые палетки К. Юнга, две из которых он просто воспроизводит без больших пояснений (без способа расчета и т. д.).

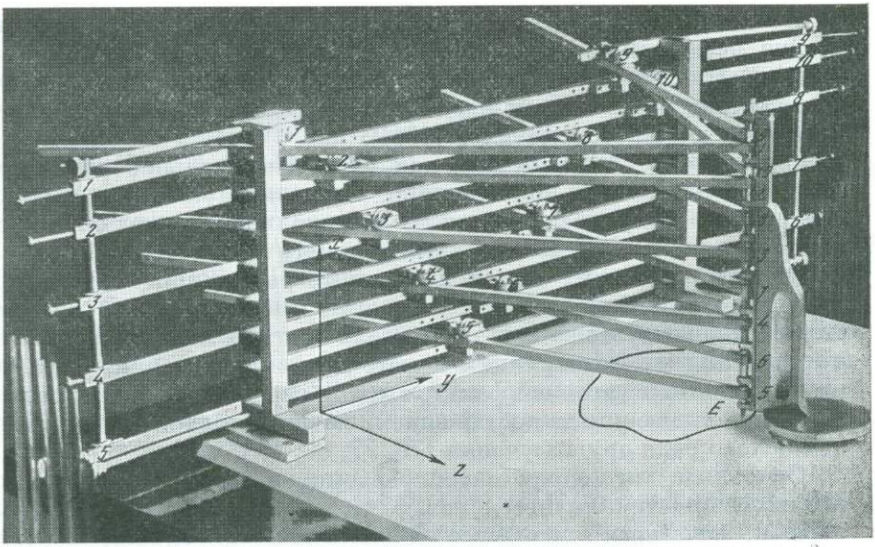


Рис. 4. Мультиградиметр Г. А. Гамбурцева

бинного строения земной коры и верхней мантии), чем за последние 10 лет с помощью электронных вычислительных машин.

Второй из способов решения прямой задачи, указываемой Г. А. Гамбурцевым (впервые именно в [25]),— способ графического вычисления контурных интегралов для g_z по формулам в крайних правых частях (47) и (48). В эпоху ручного счета он не нашел широкого практического применения. Можно полагать, что причинами этого послужили: 1) относительно бо́льшая сложность этого способа, требовавшая от вычислителя определенной квалификации; 2) достоинства палетки Гамбурцева, сразу нашедшей широкое практическое применение и создавшей традицию. Однако в настоящее время способ начал возрождаться в ином оформлении — на его основе легко строятся простые и точные алгоритмы решения прямых задач гравиметрии для слоистых сред (для так называемых контактных поверхностей) [143].

И, наконец, третий способ — использование специальных интеграторов (рис. 4). Это был излюбленный Г. А. Гамбурцевым способ, в создании интеграторов находили свое применение его склонности физика и приборостроителя; по замыслу они должны были выполнять ту роль, которую теперь играют ЭВМ — резко ускорить и облегчить процесс вычислений. Г. А. Гамбурцев не был первым, предложившим использовать интеграторы для решения прямых двумерных задач гравиметрии [9], однако безусловно, что:

[9] Работа Б. В. Нумерова [92], также посвященная созданию интегратора для решения подобных задач, вышла чуть раньше; на эту работу есть ссылка в [25].

а) он пришел к идее построения механических интеграторов вполне независимо;

б) предложенные им интеграторы были самыми простыми по конструкции, удобными и надежными в работе (об этом, в частности, пишет Е. Н. Люстих в [161]);

в) именно Г. А. Гамбурцев дал идее максимальное развитие, создав, в частности, конструкцию, позволяющую осуществлять механическое вычисление поля g_z в нескольких точках одновременно — так называемый мультигравиметр [18].

В настоящее время механические интеграторы для вычисления элементов гравитационного поля уже не имеют никакого практического значения и поэтому нет смысла останавливаться подробно на описании их конструкции и методов использования. Ограничимся лишь констатацией факта, что для своего времени их создание было выдающимся достижением, давшим толчок к разработкам целого ряда других ученых [76, 77, 80, 168, 172].

Основным для теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий является тот факт, что Г. А. Гамбурцев был первым, *понявшим всю важность аналитических выражений элементов двумерных гравитационных и магнитных аномалий контурными интегралами и давшим практически исчерпывающую совокупность таких представлений для случая однородных по плотности и намагниченности возмущающих тел.* В части представлений вещественных элементов двумерных полей от однородных тел криволинейными интегралами последующие исследования ничего принципиально нового не дали и не могли дать, настолько полными были результаты Г. А. Гамбурцева. Важность представлений контурными интегралами в аналитическом плане была продемонстрирована Г. А. Гамбурцевым на примере вывода выражений элементов полей от произвольного многоугольника (см. формулы (53)—(56) и (63)—(66) [10]). Фактически это то предельное, что можно получить без применения комплексного переменного и без громадных выкладок (к которым Г. А. Гамбурцев, по-видимому, испытывал определенную антипатию). Г. А. Гамбурцев видел в своих общих представлениях элементов двумерных полей контурными интегралами главным образом основу для создания численных, графических и механических способов решения прямой задачи — эта точка зрения диктовалась господствующей парадигмой, объективными потребностями гравиметрии и магнитометрии. И если мы сегодня отчетливо понимаем, что главное в представлениях элементов двумерных полей контурными интегралами — это возможность *аналитической разработки буквально всех аспектов теории плоской задачи гравиметрии и магнитометрии*, то в 20—30-х годах объективных предпосылок для этого еще не было. Для этого нужно было ввести в теорию комплексное переменное, что было сделано существенно позже в работах А. А. Заморева [46] и И. М. Рапопорта [98]; отметим, что даже у этих авторов пред-

[10] О значении и судьбе этих формул будет подробнее сказано несколько ниже.

ставления элементов полей контурными интегралами в комплексной области не фигурируют [11].

Интегральные представления контурными интегралами с комплекснозначной подынтегральной функцией, но с дифференциалом по декартовой переменной ζ впервые встречаются у Е. Г. Когбетлианца [169, 170]. Настоящие представления элементов полей контурными интегралами в комплексной области, так называемыми интегралами типа Коши (а также производными от них), впервые были даны А. В. Цирульским для областей с постоянной плотностью [149] и Г. Я. Голиздрой для областей с переменной плотностью (аналитической, как функция вещественных переменных) [40]. Для случая магнитной задачи такие представления впервые были даны В. Н. Страховым [112, 113], им же впервые были даны [114, 115, 120] представления интегралами типа Коши комплексных характеристик внешних гравитационных полей слоистых сред.

Пусть $s = x + iz$ — комплексная переменная в системе координат с осью Oz верх, осью Ox вправо. Комплексная напряженность гравитационного поля обозначается

$$G(s) = g_z(x, z) + ig_x(x, z), \tag{75}$$

комплексная напряженность магнитного поля —

$$H(s) = Z(x, z) + iX(x, z). \tag{76}$$

Если гравитирующие массы распределены с плотностью $\delta(\xi, \zeta)$ по конечной односвязной области D, ограниченной спрямляемой жордановой кривой ∂D, причем $\delta(\xi, \zeta)$ является функцией, аналитической в области D как функция двух вещественных переменных, то

$$G(s) = f \int_{\partial D} \frac{\Phi(\sigma, \bar{\sigma})}{\sigma - s}\, d\sigma, \tag{77}$$

где

$$\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) = \int \delta\left(\frac{\sigma + \bar{\sigma}}{2}, \frac{\sigma - \bar{\sigma}}{2i}\right) d\bar{\sigma}, \tag{78}$$

и интеграл в правой части (78) понимается как неопределенный по независимой переменной $\bar{\sigma}$. Формулы (77) — (78) даны Г. Я. Голиздрой [40]; при $\delta = \text{const}$ из них получается формула А. В. Цирульского [149]

$$G(s) = f\delta \int_{\partial D} \frac{\bar{\sigma}}{\sigma - s}\, d\sigma, \qquad s \in C\bar{D}. \tag{79}$$

Аналогичные представления имеют место и для комплексной напряженности магнитного поля. Пусть, например, по области D распределена намагниченность $I(\xi, \zeta) = I_x(\xi, \zeta) + iI_z(\xi, \zeta)$,

[11] По-видимому, сам Г. А. Гамбурцев методами теории функций комплексного переменного не владел; во всяком случае, в его работах [28] они не используются.

причем $I_x(\xi, \zeta)$ и $I_z(\xi, \zeta)$ — непрерывны в D и являются аналитическими, как функции двух вещественных переменных, в $\overline{D}$. Тогда

$$H(s) = \int_{\partial D} \frac{\Psi(\sigma, \bar{\sigma})}{(\sigma - s)^2} d\sigma, \qquad s \in D,$$
$$\Psi(\sigma, \bar{\sigma}) = \int I\left(\frac{\sigma + \bar{\sigma}}{2}, \frac{\sigma - \bar{\sigma}}{2i}\right) d\bar{\sigma}. \tag{80}$$

Особенно интересен по естественным соображениям [130] случай, когда $I(\xi, \zeta) = \hat{I}(\sigma)$, где $\hat{I}(\sigma)$ — антианалитическая в D функция. В этом случае

$$H(s) = \int_{\partial D} \frac{\hat{I}(\sigma)}{\sigma - s} d\bar{\sigma}, \qquad s \in D. \tag{81}$$

Переход к подобного рода представлениям контурными интегралами в комплексной плоскости привел к громадному прогрессу в аналитической теории плоской задачи гравиметрии и магнитометрии, который продолжается и в настоящее время и несомненно позволит получить еще очень много результатов в будущем. Именно интегральные представления (77) и (79) позволили:

а) резко расширить класс прямых двумерных задач гравиметрии и магнитометрии, для которых удается найти явные аналитические выражения, прежде всего в элементарных функциях [40, 49, 50, 91, 122, 124, 126, 132, 146, 151];

б) полностью изучить вопрос об аналитическом продолжении элементов внешних полей в области, занятые массами, и исследовать связь между расположением и типом особых точек аналитического продолжения и геометрией границы области D, а также законом распределения масс по этой области [40, 113, 114, 149, 150, 153];

в) доказать целый ряд важных теорем единственности решения плоской обратной задачи гравиметрии [37, 53, 54, 118, 122, 154, 155, 156];

г) построить удобные численные алгоритмы решения прямой двумерной задачи [41, 136];

д) более полно разработать на основе основополагающих работ И. М. Рапопорта [98] и В. К. Иванова [49, 50] [12] теорию так называемых интегральных и функциональных уравнений плоских обратных задач гравиметрии и создать на этой основе ряд алгоритмов ее приближенного решения [91, 128, 129, 146, 152, 154, 155]. Исключительно на основе представлений комплексных характеристик внешних полей интегралами типа Коши была развита во всех перечисленных выше аспектах аналитическая теория так называемой задачи о контактной поверхности [110, 115, 120, 124, 126].

[12] В этих работах представления интегралами типа Коши не используются.

Здесь мы, следуя [132], для иллюстрации покажем лишь на простейшем примере, как эффективно может быть использовано представление (79) для явного аналитического решения прямой задачи; этот вопрос был наиболее актуален в 20-х и 30-х годах, когда Г. А. Гамбурцев занимался вопросами теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Пусть уравнение границы ∂D области D, занятой массами плотности $\delta = \text{const}$, может быть задано параметрически:

$$\sigma = \sigma(t) = \sum_{k=0}^{n} a_k t^k, \qquad 0 \leqslant t \leqslant 1, \tag{82}$$

где a_k — комплексные (уравнение (82) эквивалентно двум уравнениям $\xi = \xi(t) = \sum_{k=0}^{n} \alpha_k t^k$, $\zeta = \zeta(t) = \sum_{k=0}^{n} \beta_k t^k$, $\forall \alpha_k$, β_k — вещественные, $a_k = \alpha_k + i\beta_k$). Очевидно, из (79) и (82), полагая

$$\sigma(t) - s = F(t, s) = a_n \prod_{k=1}^{n} (t - t_k(s)), \tag{83}$$

$$\bar{\sigma} = \sigma_*(t) = \sum_{k=0}^{n} \bar{a}_k t^k = \sum_{k=0}^{n} \frac{\sigma_*^{(k)}(\tau)}{k!} (t - \tau)^k, \tag{84}$$

получаем

$$G(s) = f\delta \int_{\partial D} \sigma_*(t)\, d \ln(\sigma - s) = f\delta \sum_{k=1}^{n} \int_0^1 \frac{\sigma_*(t)}{t - t_k(s)}\, dt =$$

$$= f\delta \sum_{k=1}^{n} \left\{ \sigma_*(t_k(s)) \ln\left(1 - \frac{1}{t_k(s)}\right) + \right.$$

$$\left. + \sum_{m=1}^{n} \frac{\sigma_*^{(m)}(t_k(s))}{m!\, m} [(1 - t_k(s))^m - (-t_k(s))^m] \right\}. \tag{85}$$

Нетрудно видеть, что если $n = 1, 2, 3, 4$, то выражения в правой части (85) содержат лишь элементарные функции. Подобного рода явные аналитические выражения для комплексной напряженности внешнего поля с очевидностью получаем и в том случае, если область D ограничена кривой ∂D, состоящей из N дуг, каждая из которых задается уравнением вида $\sigma = \sigma_\nu(t) = \sum_{k=0}^{n_\nu} a_k^{(\nu)} t^k$, $\nu = 1, 2, \ldots, n$, $\nu - 1 \leqslant t \leqslant \nu$. В точках соединения дуг должны выполняться очевидные условия склейки

$$\sum_{k=0}^{n_\nu} a_k^{(\nu)} \nu^k = \sum_{k=0}^{n_{\nu+1}} a_k^{(\nu+1)} \nu^k, \qquad \sum_{k=0}^{n_\nu} a_k^{(n)} n^k = a_0^{(0)}.$$

Кроме этих условий, можно наложить и условия равенства производных (до некоторого порядка $m \leqslant n - 1$); таким образом,

переходим к параметрическим сплайнам, определяющим кривые ∂D. При этом при $n = 1$ приходим к выражению $G(s)$ от многоугольника с $\delta = \text{const}$, при $n = 2$ — к выражению $G(s)$ от области, ограниченной дугами кривых 2-го порядка, и т. д.

Легко показать, что Г. А. Гамбурцев, по существу, имел в своих руках все необходимое, для того чтобы получить формулу А. В. Цирульского (79) (и аналогичную ей

$$H(s) = Ie^{i\nu} \int_{\partial D} d\bar{\sigma}/(\sigma - s) \tag{86}$$

в случае магнитного поля). Для этого надо было лишь внести комплексное переменное и комплексную напряженность поля и провести простейшие аналитические выкладки. В самом деле, если перейти к системе координат с осью Oz вверх, осью Ox вправо, то первые и вторые выражения для $g_z = \partial W/\partial z$ и $g_x = \partial W/\partial x$ из (47) и (48) можно переписать так (отметим еще, что теперь граница ∂D области D, занятой массами плотности δ, пробегается против часовой стрелки!):

$$\begin{aligned} g_x &= 2f\delta \int_{\partial D} \ln|\sigma - s|\, d\zeta = -2f\delta \int_{\partial D} \arg(\sigma - s)\, d\xi, \\ g_z &= -2f\delta \int_{\partial D} \ln|\sigma - s|\, d\xi = -2f\delta \int_{\partial D} \arg(\sigma - s)\, d\zeta. \end{aligned} \tag{87}$$

Из (87) следуют соотношения

$$G(s) = -2f\delta \int_{\partial D} \ln|\sigma - s|\, d\bar{\sigma}, \qquad G(s) = -2if\delta \int_{\partial D} \arg(\sigma - s)\, d\bar{\sigma} \tag{88}$$

и далее

$$G(s) = -f\delta \int_{\partial D} \ln(\sigma - s)\, d\bar{\sigma} = f\delta \int_{\partial D} \frac{\bar{\sigma}}{\sigma - s}\, d\sigma \tag{89}$$

(здесь было выполнено интегрирование по частям).

Итак, Г. А. Гамбурцев имел все основания для получения формулы А. В. Цирульского, т. е. для логического завершения своих исследований по плоской прямой задаче гравиметрии. Он не нашел ее, как уже указывалось выше, по двум причинам: а) не использовал комплексного переменного; б) его интересовали не столько аналитические методы решения прямой задачи, сколько вопросы построения численных, преимущественно графических и механических, методов решения прямой задачи. Однако из всего вышеизложенного с очевидностью следует, что *именно Г. А. Гамбурцева следует рассматривать как одного из основоположников современных методов представления элементов внешних двумерных полей через распределение источников.*

Следует здесь же отметить, что в 30—50-х годах идеи Г. А. Гамбурцева по прямой задаче не были должным образом оценены. Представления криволинейными интегралами обсуждаются толь-

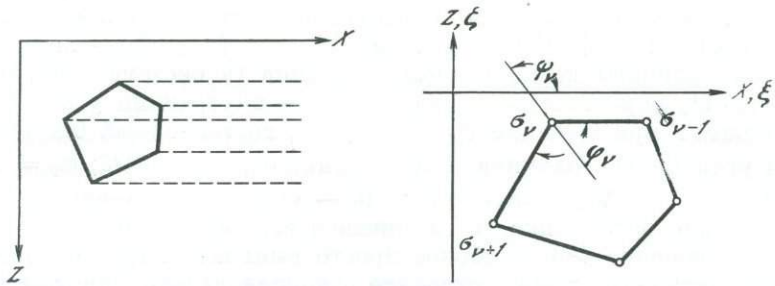


РИС. 5. К методу решения прямой задачи для однородного многоугольника на основе разложения на горизонтальные ступени

РИС. 6. К аналитическому выражению комплексной напряженности гравитационного поля от однородного многоугольника

ко в связи с механическими интеграторами [161]; их нет в учебнике [95] и в фундаментальном справочнике [61] [13]. Особенно интересна судьба его формул для элементов полей от произвольного многоугольника (53) — (56) и (63) — (66). В 1928 г. Ланкастер — Джон [171] получил, причем в заметно худшем «исполнении», аналогичные формулы для случая гравитационного поля, рассматривая многоугольник как некоторую совокупность так называемых наклонных уступов. Идея получения выражений для многоугольников из выражений для произвольного наклонного уступа стала определяющей — см. [161] и рис. 5, заимствованный из этой работы, и явные формулы Г. А. Гамбурцева, по существу, оказались забытыми. Их нет в основных монографиях и учебниках [61, 74, 75, 105, 161], на которых воспитывались поколения советских грави- и магниторазведчиков. Явные выражения для полей многоугольников, уже главным образом в связи с использованием комплексного переменного и изучением особых точек полей, снова начали фигурировать в литературе в конце 50-х — 60-е годы, причем без ссылок на работы Г. А. Гамбурцева [40, 126, 158]. Комплексные характеристики полей многоугольников с постоянной и переменной плотностью последовательно изучали С. В. Шалаев [158], Г. А. Голиздра [40], В. Н. Страхов [126]. Последним была выявлена наиболее правильная аналитическая форма записи выражения комплексной напряженности $G(s)$ внешнего поля многоугольника постоянной плотности δ:

$$G(s) = f\delta \sum_{\nu=1}^{N} (\alpha_\nu - \alpha_{\nu-1})(\sigma_\nu - s)\ln(\sigma_\nu - s) =$$

$$= 2if\delta \sum_{\nu=1}^{N} e^{-2i\Psi_\nu} \sin\varphi_\nu (\sigma_\nu - s)\ln(\sigma_\nu - s). \qquad (90)$$

[13] Равно как и ссылок на его статьи [15, 16, 164] в обширном списке литературы в [61].

Им же даны формулы для многоугольников с полиномиальными плотностями [16]. В (90) (см. рис. 6) $\sigma_\nu = \xi_\nu + i\zeta_\nu$ — комплексные координаты вершин многоугольника (в системе координат с осью $O\xi$ вправо, осью $O\zeta$ вверх); φ_ν — внутренний угол многоугольника при вершине σ_ν; ψ_ν — угол, составленный биссектрисой угла многоугольника при вершине σ_ν, с осью $O\xi$; $\alpha_\nu = \overline{\Delta\sigma_\nu}/|\Delta\sigma_\nu| = e^{-2i\theta_\nu}$; $\Delta\sigma_\nu = \sigma_{\nu+1} - \sigma_\nu$; θ_ν — угол, составленный стороной многоугольника, соединяющей вершины σ_ν и $\sigma_{\nu+1}$, с осью $O\xi$. Выражение (90) наиболее просто выявляет характер особых точек внешнего поля, строение эквивалентного сингулярного распределения масс для внешнего поля многоугольника и единственность решения обратной задачи гравиметрии в некоторых классах многоугольников с постоянной плотностью.

Однако формулы Г. А. Гамбурцева (53) — (56) и особенно (63) — (66) выполняют и в настоящее время функцию основы для создания численных алгоритмов решения прямой задачи от многоугольников с постоянной плотностью.

Нам осталось рассмотреть лишь приближенные формулы Г. А. Гамбурцева (67) — (73). Следует сразу же отметить, что подход к решению трехмерной прямой задачи, основанный на разбиении тела на слои, был предложен до работы [25]; см. [80, 161]. Однако Г. А. Гамбурцеву принадлежит оригинальная разработка этого подхода, в основу которой положен излюбленный им прием представления через криволинейные интегралы. Следует отметить, что именно формулы Г. А. Гамбурцева оказались наиболее эффективными, а проработка вопроса — в определенном смысле исчерпывающей. В самом деле, если иметь в виду тела произвольной формы, то к формулам (67) — (73) трудно что-либо добавить — разве что некоторые производные от них формулы, осуществляя в основных интегрирование по частям! Правда, он не рассмотрел до конца тот наиболее напрашивающийся частный случай, когда материальные пластинки, которыми аппроксимируется тело,— многоугольники. Этот случай был рассмотрен Тальвани и Ивингом [173] (работа, оказавшаяся наиболее «счастливой» в том смысле, что теперь принято считать ее основополагающей в разработке темы) и рядом других авторов [72, 87].

Как и в случае двумерной задачи, наиболее изящные и практически удобные формулы удается получить, привлекая теорию функций комплексного переменного [131]; этот подход (в который раз!) демонстрирует нам, каким образом на современном этапе развития теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий осуществляется переосмысливание, модернизация, если так можно выразиться, классического наследия. Вместе с тем он демонстрирует и преемственность исследований современного этапа в рамках новой парадигмы по отношению к исследованиям начального этапа развития теории.

Развивая идею В. К. Иванова [48], будем характеризовать точки в трехмерном пространстве тройкой чисел — одним веществен-

ным и двумя комплексно-сопряженными — $(z,\ s,\ \bar{s})$, $s = y + ix$, $\bar{s} = y - ix$ (ось Oz считается направленной вниз, ось Oy — вправо, Ox — перпендикулярно к плоскости yOz по направлению взгляда наблюдателя). Соответственно с этим обозначим гравитационный потенциал $V(z,\ s,\ \bar{s})$, а напряженность поля будем характеризовать величинами $\partial V/\partial z$ и $\partial V/\partial s$, $\partial V/\partial \bar{s}$, $\partial/\partial s = {}^1/_2\,(\partial/\partial y - i\,\partial/\partial x)$, $\partial/\partial s = {}^1/_2\,(\partial/\partial y + i\,\partial/\partial x)$; очевидно, $\partial V/\partial y = \partial V/\partial s + \partial V/\partial \bar{s} = 2\mathrm{Re}\,(\partial V/\partial \bar{s})$, $\partial V/\partial x = i\,(\partial V/\partial s - \partial V/\partial \bar{s}) = 2\ \mathrm{Im}\,(\partial V/\partial \bar{s})$. В новых «смешанных» (вещественнокомплексных) независимых переменных имеем ($\sigma = \eta + i\xi$, $\bar{\sigma} = \eta - i\xi$)

$$[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{-1/2} = [(\zeta - z)^2 + (\sigma - s)(\bar{\sigma} - \bar{s})]^{-1/2}. \tag{91}$$

Следовательно, если D есть горизонтальная материальная пластинка, расположенная в плоскости $\zeta = \mathrm{const} > 0$, ограниченная контуром ∂D, с поверхностной плотностью $\delta = \mathrm{const}$, то

$$V_z = \frac{\partial V}{\partial z} = f\delta \iint_{\partial D} \frac{\zeta - z}{[(\zeta - z)^2 + (\sigma - s)(\bar{\sigma} - \bar{s})]^{3/2}}\, dS =$$

$$= if\delta\,(\zeta - z) \int_{\partial D} \frac{d\sigma}{(\sigma - s)\sqrt{(\zeta - z)^2 + (\sigma - s)(\bar{\sigma} - \bar{s})}}\,, \quad \zeta - z > 0. \tag{92}$$

Здесь мы применили для преобразования интеграла по площади в интеграл по контуру формулу Грина в комплексной форме:

$$\int_D \frac{\partial w(\sigma, \bar{\sigma})}{\partial \bar{\sigma}}\, dS = \frac{1}{2i} \int_{\partial D} w(\sigma, \bar{\sigma})\, d\sigma.$$

Аналогичным образом получаем

$$V_{\bar{s}} = \frac{\partial V}{\partial \bar{s}} = \frac{if\delta}{2} \int_D \frac{d\sigma}{\sqrt{(\zeta - z)^2 + (\sigma - s)(\bar{\sigma} - \bar{s})}}\,. \tag{93}$$

Ясно, что контурные интегралы в правых частях (92) — (93) являются комплексными аналогами контурных интегралов в формулах Г. А. Гамбурцева (67) — (69); их в принципе можно было бы получить и из этих последних соотношений, подобно тому, как была выведена формула А. В. Цирульского (79) из соотношений (47) — (48).

Допустим теперь, что $D = E_N$ — многоугольник с вершинами в точках $(\zeta,\ \sigma_\nu,\ \bar{\sigma}_\nu)$, $\nu = 1, 2, \ldots, N$, Γ_ν — сторона многоугольника, соединяющая точки $(\zeta,\ \sigma_\nu, \bar{\sigma}_\nu)$ и $(\zeta,\ \sigma_{\nu+1},\ \bar{\sigma}_{\nu+1})$. Тогда, учитывая, что уравнение стороны Γ_ν в комплексной форме

$\overline{\sigma} = \alpha_\nu \sigma + \beta_\nu$, при $\zeta - z > 0$ получаем

$$V_z(z, s, \bar{s}) = i(\zeta - z) f\delta \sum_{\nu=1}^{N} \int_{\sigma_\nu}^{\sigma_{\nu+1}} \frac{d\tau}{(\tau - s)\sqrt{(\zeta - z)^2 + (\tau - s)(\alpha_\nu \tau + \beta_\nu - \bar{s})}} =$$

$$= if\delta(\zeta - z) \sum_{\nu=1}^{N} \int_{\sigma_\nu - s}^{\sigma_{\nu+1} - s} \frac{dt}{t\sqrt{\alpha_\nu t^2 + (\alpha_\nu s + \beta_\nu - \bar{s})\, t + (\zeta - z)^2}} =$$

$$= -if\delta \ln \left\{ \frac{\prod_{\nu=1}^{N} (\tau_{\nu+1} - \bar{\alpha}_\nu)}{\prod_{\nu=1}^{N} (\tau_\nu - \bar{\alpha}_\nu)} \right\}, \qquad (94)$$

где

$$\alpha_\nu = \frac{\bar{\sigma}_{\nu+1} - \bar{\sigma}_\nu}{\sigma_{\nu+1} - \sigma_\nu}, \qquad \tau_\nu = \left(\frac{\sigma_\nu - s}{(\zeta - z) + \sqrt{(\zeta - z)^2 + (\sigma_\nu - s)(\bar{\sigma}_\nu - \bar{s})}} \right)^2. \qquad (95)$$

Аналогичным образом находим

$$V_{\bar{z}}(z, s, \bar{s}) = \frac{if\delta}{2} \sum_{\nu=1}^{N} \sqrt{\bar{\alpha}_\nu} \ln \left\{ \frac{R_{\nu+1}}{R_\nu} \cdot \frac{1 + \operatorname{Re} \gamma_{\nu, \nu+1}}{1 + \operatorname{Re} \gamma_{\nu, \nu}} \right\}, \qquad (96)$$

где

$$\gamma_{\nu, \nu+1} = \frac{\sqrt{\alpha_\nu}\,(\sigma_{\nu+1} - s)}{R_{\nu+1}}, \qquad \gamma_{\nu, \nu} = \frac{\sqrt{\alpha_\nu}\,(\sigma_\nu - s)}{R_\nu}. \qquad (97)$$

Остается подвести окончательный итог. Сказанное в настоящем разделе позволяет утверждать, что исследования Г. А. Гамбурцева по решению прямой задачи гравиметрии и магнитометрии представляют собой важную веху в развитии теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий; не все они были в свое время должным образом поняты и оценены, однако именно идеи Г. А. Гамбурцева в новом качестве возродились на современном этапе и продолжают развиваться далее.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Тот факт, что Г. А. Гамбурцев является создателем метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), известен каждому геофизику. Гораздо менее известно то обстоятельство, что Г. А. Гамбурцев фактически является основоположником *сейсмогравитационного метода*, т. е. метода изучения земной коры и верхней мантии по комплексу данных ГСЗ и гравиметрии, который в настоящее время стал ведущим в ре-

шении указанных вопросов; попытки решать их только по данным ГСЗ можно уже теперь признать анахронизмом.

В теоретическом плане вопрос комплексирования гравиметрии и сейсмометрии рассмотрен Г. А. Гамбурцевым в работе [23]. Применительно к изучению глубинного строения земной коры он рассматривает вопрос в работах [29—33]. По-видимому, то обстоятельство, что эти последние работы в основном посвящены методу ГСЗ, и объясняет указанный выше факт определенной недооценки вклада Г. А. Гамбурцева в создание собственно сейсмогравитационного метода.

В работе [23] Г. А. Гамбурцев развивает идеи П. П. Лазарева [69], первым (правда, в сугубо теоретическом плане) предложившим комплексировать гравитационный и сейсмический методы при изучении рудных месторождений. Здесь безусловно видно влияние достижений геофизики при исследовании КМА.

Приведем наиболее интересные выдержки из работы [23]:

«Предложенный П. П. Лазаревым ([69].— *В. С.*) способ гравитационно-сейсмической разведки залежей цилиндрической формы позволяет решить вопрос о форме верхней поверхности цилиндра. Особенность этого способа заключается в расположении линий сейсмических наблюдений параллельно образующей цилиндра, направление которого предварительно устанавливается гравиметрическими наблюдениями. При этих условиях форма верхней поверхности цилиндра может быть найдена на основании одних лишь сейсмических наблюдений. Как будет показано в настоящей заметке, добавочное использование гравитационных данных дает возможность найти приближенные очертания и нижней поверхности цилиндра, т. е. полностью уже определить форму и положение цилиндра.

В работе ([24].— *В. С.*) описывался способ подсчета избытка или дефекта подземных масс по гравитационным или магнитным данным. На основании теоремы Гаусса для случая цилиндрических масс было получено следующее соотношение между аномалией силы тяжести Δg_z, площадью S поперечного сечения цилиндра и разностью плотностей $\Delta\rho$:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Delta g_z dy = 2\pi k^2 S \Delta\rho, \qquad (*)$$

где интеграл берется по линии y (на поверхности Земли) вкрест простирания цилиндра; k^2 — постоянная тяготения.

По формуле (*), если известна аномалия плотности $\Delta\rho$, можно вычислить площадь S поперечного сечения цилиндра.

С другой стороны, сейсмические наблюдения, определяя скорости продольных волн c_1 вне цилиндра и внутри его c_2, дают возможность судить о геологической природе нормальных и аномальных масс и, следовательно, о вероятном значении аномалии плотности $\Delta\rho$ и отсюда уже по формуле (*) о величине площади S поперечного сечения цилиндра. По величине последней и по форме верхней части контура сечения цилиндра можно наметить в первом приближении очертания нижней его части. Последующие приближения должны быть найдены путем вычисления для различных форм нижней поверх-

ности цилиндра (сохраняя $S = \text{const}$) кривых аномалий силы тяжести и сравнения последних с наблюдаемыми значениями Δg_z . . .

. . .В общем случае гравитационная съемка также [14] должна предшествовать сейсмическим наблюдениям. В зависимости от вида изогамм [15] способы расположения линий сейсмических наблюдений и способы интерпретации получаемых кривых времен пробега могут быть очень разнообразны. Здесь перечислим только несколько основных приемов . . .

. . .4. Более точно ширину залежи (если она очень велика) можно определить следующим образом. Пусть место взрыва и сейсмограф находятся по разные стороны от залежи. По кривой времен пробега можно вычислить уменьшение времени пробега Δt, вызванное присутствием залежи (рис. 7). По мере удаления сейсмографа и места взрыва от залежи (в противоположные стороны) «аномалия» времени пробега Δt будет очевидно стремиться к пределу

$$[\Delta t]_{\lim} = \Delta x_1 \, [1/c_1 - 1/c_2], \qquad (**)$$

где Δx_1 — ширина залежи в направлении x_1.

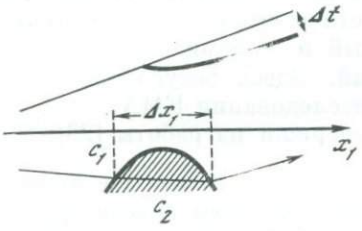


РИС. 7. К выводу формулы (6) из статьи Г. А. Гамбурцева [23]

Таким образом, по формуле (**), если известны скорости c_1 и c_2, можно вычислить Δx_1 — ширину залежи по линии x_1; при этом во избежание большого искажения результатов необходимо, чтобы линия наблюдений проходила через область максимума аномалии силы тяжести. Определив Δx_1, Δx_2, . . ., Δx_n (в различных направлениях x_1, x_2, . . ., x_n), можно по этим значениям наметить форму поверхности, уже не пересекающей. . . поверхность залежи, но касательной к ней. Построение такого цилиндра связано с большим произволом, который должен быть насколько возможно устранен путем сопоставления сейсмических данных с гравитационными (ход изогамм)».

Приведенные выдержки интересны не только (и даже не столько) конкретными рекомендациями, но и *общими принципами комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении рудных месторождений* (прежде всего железорудных). Эти принципы состоят в следующем.

1. Гравитационная разведка должна предшествовать сейсмической; последняя должна ставиться на основе данных гравиметрии.

2. Существует определенная возможность определять строение рудной залежи только по сейсмическим наблюдениям (сейсмопросвечивание); но Г. А. Гамбурцев не питает большого оптимизма по поводу реальных возможностей в этом направлении — полученные результаты должны взаимоувязываться с данными гравиметрии.

---

[14] Здесь приведена вступительная фраза из раздела II статьи «Залежи нецилиндрической формы».

[15] Имеются в виду линии равных значений аномалий силы тяжести.

3. Основное назначение сейсморазведки — дать информацию, необходимую для устранения неоднозначности решения обратной гравиметрической задачи (форма верхней поверхности рудного тела, величина избыточной плотности $\Delta\rho$). Интересно, что Г. А. Гамбурцев видит возможность определения величины $\Delta\rho$ по сейсмическим наблюдениям.

Жизнь показала, что рудная сейсморазведка встречается с целым рядом трудностей, о которых в 1930 г. Г. А. Гамбурцев не мог подозревать (очень сложное волновое поле, сильное влияние дифракции, влияние неоднородностей вмещающей среды и т. д.), однако указанные выше общие принципы комплексного использования данных гравиметрии и сейсмометрии сохраняют свое значение и сегодня — и не только в рудной, но и в структурной сейсморазведке (положения 1 и 3).

Естественно, что когда в 1948 г. в Геофизическом институте АН СССР под руководством Г. А. Гамбурцева были поставлены исследования по созданию метода ГСЗ [16], то с самого начала геологическая интерпретация получаемых результатов осуществлялась с привлечением данных гравиметрии [17]. Однако в данном случае ведущая роль отводилась не гравиметрии, а ГСЗ. Приводимые ниже обширные (по необходимости) выдержки из работы [32] демонстрируют подход к комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии, который в течение 15—20 лет являлся руководящим.

«Казалось целесообразным привести сопоставление полученных результатов с данными других методов региональной геофизики — гравиметрии, магнитометрии и электрометрии. Такое сопоставление удалось провести только с данными гравиметрии, так как по двум другим методам в нашем распоряжении не имелось материалов.

Сопоставление с данными гравиметрии [18] приводилось для обоих профилей [19]. При этом были использованы наблюденные кривые Δg в редукции Буге. Учитывая, что разрезы являются осредненными для полосы шириною около 100 км, кривая Δg также строилась осредненной. Для выяснения зависимости наблюдающейся аномалии от тех или иных факторов был проделан ряд расчетов.

---

[16] Первые эксперименты относятся к 1938 г. [28, 47].

[17] В работе [30], опубликованной в 1955 г., уже имеется раздел «Сопоставление результатов ГСЗ с данными гравиметрии», содержащий результаты ряда расчетов. Есть все основания утверждать, что идея комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии начала реализовываться с начала 50-х годов.

[18] В работе принимал участие старший научный сотрудник Института геофизики АН ГССР Б. К. Балавадзе (сноска из [32].— *В. С.*).

[19] В статье [32] по поводу положения этих профилей сказано следующее: «Рассмотрим разрезы земной коры, полученные по профилям ГСЗ, расположенным на двух направлениях в северной части исследованного района ([33, 30].— *В. С.*): 1) между оз. Иссык-Куль и восточной частью оз. Балхаш и 2) между оз. Иссык-Куль и западной частью оз. Балхаш... Оба профиля пересекают горную систему Кунгей и Заилийского Алатау, Илийскую и Балхашско-Алакульскую впадины. Первый профиль пересекает также отроги Джунгарского Алатау».

Расчеты проводились при помощи палетки Г. А. Гамбурцева для определения величины Δg (двумерная задача [25]. — *В. С.*). При помощи палетки для каждой точки учитывается влияние масс в радиусе 150 км.

Решались следующие задачи.

Задача 1 (прямая). Известны: разрез земной коры (две границы раздела), по данным ГСЗ, и наблюденная кривая Δg. Требуется найти такие значения плотностей ρ_1, ρ_2 и ρ_3 или разности плотностей $\Delta\rho_1$ на границе гранит — базальт и $\Delta\rho_2$ на границе Мохоровичича, при которых расчетная кривая будет наиболее близкой к наблюденной. Из целого ряда комбинаций значений плотностей наиболее подходящими оказались следующие (в г/см³):

1) $\rho_1 = 2{,}7$; $\rho_2 = 2{,}8$; $\rho_3 = 3{,}3$; $\Delta\rho_1 = 0{,}1$; $\Delta\rho_2 = 0{,}5$;
2) $\rho_1 = 2{,}65$; $\rho_2 = 2{,}85$; $\rho_3 = 3{,}5$; $\Delta\rho_1 = 0{,}2$; $\Delta\rho_2 = 0{,}65$.

Эти величины не выходят за пределы значений, данных в литературе для пород, составляющих основные слои земной коры и верхней части оболочки... На рис. 4 приведены кривая Δg и две расчетные кривые Δg для профиля по направлению Иссык-Куль — Или — Балхаш. Расчетная кривая Δg, построенная при плотностях $\rho_1 = 2{,}65$, $\rho_2 = 2{,}85$, $\rho_3 = 3{,}5$, что соответствует разностям плотностей $\Delta\rho_1 = 0{,}2$ и $\Delta\rho_2 = 0{,}65$, по форме оказалась наиболее близкой к наблюденной, поэтому для дальнейших расчетов были приняты значения плотностей, соответствующие этим значениям $\Delta\rho$.

На рис. 5 и 6 приведены наблюденные и вычисленные кривые Δg для обоих профилей при $\Delta\rho_1 = 0{,}2$ и $\Delta\rho_2 = 0{,}65$. Для второго профиля (по направлению Иссык-Куль — Или — Балхаш) различие между вычисленной и наблюденной кривой Δg очень мало, для первого профиля (по направлению Иссык-Куль — Текенсу — Балхаш) оно несколько больше. Это можно объяснить в первую очередь тем, что именно для этого профиля не совсем законно решение двумерной задачи, так как он пересекает изоаномалы под некоторым углом, в то время как второй профиль почти строго перпендикулярен изоаномалам и решение двумерной задачи для него более законно...

Задача 2 (прямая). Известны: разрез земной коры, по данным ГСЗ, и наблюденная кривая Δg. Принимаем: $\rho_1 = 2{,}65$ г/см³ = const, $\rho_3 = 3{,}5$ г/см³ = =const и $\rho_2 = \text{var}$. Определяем значения ρ_2 в ряде точек профиля [20]. Значения $\Delta\rho$, соответствующие этим точкам, снимаем с наблюденной кривой Δg. Результат решения задачи проведен на рис. 7.

Получается, что для того, чтобы наблюденная кривая Δg в точках определений совпала с расчетной при данном разрезе и при принятых постоянных значениях в гранитном и подкоровом слоях, достаточно, чтобы плотность в слое базальта менялась вдоль профиля в пределах 2,78—2,87 г/см³. При этом получается, что уменьшение плотности соответствует области расширения слоя.

Задача 3 (обратная). Известны: разрез земной коры, по данным ГСЗ, наблюденная кривая Δg и значения ρ_1, ρ_2 и ρ_3, подобранные для решения первой задачи и принимаемые постоянными в пределах каждого слоя. *Требуется найти такую форму границ раздела, минимально отличающихся от полученных по данным ГСЗ, при которой расчетная кривая Δg наиболее близка к наблюденной.* (Курсив мой.— *В. С.*). Различие между разрезом, полученным по данным ГСЗ и подобранным по данным гравиметрии, для обоих про-

[20] Из условия равенства наблюденного и модельного полей при $\rho_2 = \text{const}$ в базальтовом слое.— *В. С.*

филей минимально. Однако на обоих профилях различие между наблюденной и расчетной кривыми может быть компенсировано незначительным изменением формы и положения границ раздела.

На концах разрезов проведена экстраполяция границ раздела, полученных по данным гравиметрии с учетом данных ГСЗ, на те участки, где есть только данные гравиметрии (пример комплексной интерпретации) (курсив мой.— *В. С*).

Таким образом, получается, что большая отрицательная аномалия, имеющая место в южной части района работ, связана в основном с погружением поверхности Мохоровичича. *Влияние поверхности базальтового слоя не только не увеличивает эту аномалию, но несколько уменьшает ее* (курсив мой.— *В. С.*). Это видно из рис. 5, на котором приведены дифференциальные кривые Δg_1 и Δg_2, в сумме составляющие расчетную кривую Δg. Аномалия почти полностью может быть объяснена формой и положением двух границ раздела при подобранных значениях плотностей ρ_1, ρ_2 и ρ_3. В некоторой степени аномалия может быть связана с возможным изменением плотности в слое базальта.

Итак, данные ГСЗ могут позволить выделить ту часть региональной гравитационной аномалии, которая обязана своим происхождением влиянию глубоко залегающих масс базальта и подкорового вещества».

В приведенном отрывке, написанном в типичном для Г. А. Гамбурцева лаконичном стиле, содержится масса положений и мыслей, надолго определивших модели и методику совместной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что фактическая работа была выполнена до 1955 г. (в 1952—1954 гг.).

Приведем анализ основных методологических и идейных положений Г. А. Гамбурцева, содержащихся в указанном отрывке из статьи [32]. Его основные методологические положения таковы:

1. При изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии по геофизическим данным ведущая роль принадлежит сейсмическому методу исследования — ГСЗ. Только по гравиметрическим данным изучение глубинного строения земной коры невозможно в силу известной неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии. Но в данных ГСЗ гравиметрия приобретает нужную точку опоры и ее данные позволяют получать ценную информацию.

2. Гравиметрические данные могут использоваться в трех направлениях: 1) для определения средних плотностей в пределах слоев, геометрия которых задается данными ГСЗ; 2) для уточнения положения границ раздела по данным ГСЗ; 3) для интерполяции и экстраполяции сейсмических границ на участки, на которых данные ГСЗ отсутствуют.

3. Подбор плотностных разрезов должен осуществляться с учетом данных о плотностях наиболее распространенных (в пределах тех или иных слоев) горных пород.

Важно обратить внимание также на следующие соображения Г. А. Гамбурцева:

1. Интерпретация поля Δg по формулам плоского поля — лишь некоторое первое приближение к действительности; следовательно, вообще говоря, надо осуществлять подбор по формулам трехмерной задачи.

2. Наблюденные гравитационные поля могут иметь компенсационный характер — поля границ раздела в верхней части коры могут компенсировать эффекты от низов коры.

3. Гипотеза постоянства плотностей в пределах отдельных слоев коры и мантии принимаются как некоторое приближение к действительности; фактически могут иметь место значительные неоднородности в горизонтальном направлении.

4. Наиболее разумными, наиболее правильно отвечающими природным соотношениям будут разрезы, наилучшим образом согласующиеся и с сейсмическими, и с гравитационными данными.

Г. А. Гамбурцев, и это с очевидностью диктовалось недостаточностью имевшихся экспериментальных данных и существующими геофизическими и геологическими традициями, исходил из модели слоистой коры в предположении постоянства плотностей и скоростей продольных волн в слоях с резкими скачками на границах. Эти модельные представления, так же как и представление об основной функции гравиметрии — подбор плотностей при закрепленных, по данным ГСЗ, границах раздела слоев — являлись определяющими для сейсмогравитационного метода по крайней мере в течение 10—15 лет. В настоящее время модельные представления и понимание сущности сейсмогравитационного метода заметно изменились (основное значение придается градиентным (по вертикали) средам, четкие границы раздела — в том числе граница Мохоровичича — заменяются «переходными зонами», важное значение придается латеральным неоднородностям в коре и даже в верхней мантии и т. д. (см. [47, 93, 94])), однако легко видеть, что эти изменения в определенной степени были предвосхищены Г. А. Гамбурцевым.

Действительно, большим достижением считается открытие латеральных неоднородностей, но о них он размышлял в начале 50-х годов; важным методическим приемом считается переход к трехмерному моделированию гравитационного поля, но о том, что это нужно делать, определенно свидетельствует приведенная выше выдержка из работы [32]. Нетрудно видеть также, что методики прогнозирования границ раздела в земной коре по корреляционным зависимостям между данными ГСЗ и гравиметрии, построенным на эталонных участках, развивающиеся в работе [12] и в многочисленных трудах Г. И. Каратаева и Э. Э. Фотиади [59, 147, 148], были в определенной мере предвосхищены Г. А. Гамбурцевым. Наконец, современная концепция комплексной оптимизации при построении разрезов коры и мантии в идейном плане восходит к работам Г. А. Гамбурцева.

То, что мы имеем сейчас в области изучения глубинного строения земной коры по данным ГСЗ и гравиметрии — сейсмогравитационной метод в его современном оформлении [94, 42] и сущест-

вующие модельные представления — в значительной мере определено основополагающими работами Г. А. Гамбурцева. Именно они дали начало работам последующих исследователей — Б. А. Андреева [1], Н. В. Неволина [89, 90], Ю. Н. Година [38, 39], И. П. Косминской с соавторами [62—65], Э. Э. Фотиади [147—148] и многих, многих других. Автор считает себя недостаточно компетентным для того, чтобы обсуждать здесь подробно всю историю развития сейсмогравитационного метода, и поэтому ставит здесь точку.

Резюме данного раздела статьи: 1) вместе с П. П. Лазаревым Г. А. Гамбурцева следует считать одним из пионеров комплексного использования гравиметрии и сейсморазведки при изучении рудных месторождений; 2) Г. А. Гамбурцев является основоположником современного сейсмогравитационного метода изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии, его общие методологические положения остаются определяющими и в настоящее время.

РАЗЛИЧНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Выше были рассмотрены работы Г. А. Гамбурцева по фундаментальным проблемам теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, породившие три крупных направления в этой теории — определения интегральных характеристик возмущающих тел, представления элементов внешних полей контурными интегралами, комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных. Кроме того, Г. А. Гамбурцевым был получен ряд важных более частных результатов, которые также должны быть отмечены. Эти результаты относятся к следующим вопросам:

1) комплексная интерпретация данных гравитационных и магнитных наблюдений;

2) так называемая проблема нижней кромки;

3) интерпретация аномалий от объектов бесконечного погружения на глубину.

Ниже результаты Г. А. Гамбурцева по этим вопросам рассматриваются в указанной последовательности.

Проблема связи между гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается в большинстве работ Г. А. Гамбурцева по теории интерпретации гравитационных и магнитных полей, а именно в десяти — [16—19, 21, 24, 25, 164—166]. Эта связь, выражаемая так называемой теоремой Пуассона, используется им в двух планах: а) в теоретическом, для получения различного рода соотношений для магнитной задачи, исходя из соотношений для гравитационной; б) в конкретном интерпретационном, при определении параметров пласта железистых кварцитов в северо-восточной полосе КМА.

Основные идейные установки Г. А. Гамбурцева по комплексной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий видны из следующей выдержки из его работы [18]:

«Прежде чем приступить к описанию методов интерпретации, заметим, что при интерпретации гравитационных наблюдений мы имеем один переменный параметр — плотность, при интерпретации же магнитных наблюдений — уже три параметра (три слагающих интенсивности намагничивания по осям координат).

Таким образом, отыскание возмущающих масс по данным магнитных наблюдений — задача менее определенная, чем по гравитационным. Правда, в некоторых случаях направление намагничивания можно считать совпадающим с направлением земного поля. Тогда как в гравитационном случае мы получим только один переменный параметр — интенсивность намагничивания. Наконец, при наличии совместных магнитных и гравитационных наблюдений мы имеем материал более благодарный.

В самом деле, рассмотрим уравнения (в той форме, которую им придал Этвеш), связывающие магнитный и гравитационный потенциалы некоторой однородной массы:

$$
\begin{aligned}
X &= \frac{\alpha}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\beta}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x\,\partial y} + \frac{\gamma}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x\,\partial z},\\
Y &= \frac{\alpha}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x\,\partial y} + \frac{\beta}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\gamma}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial y\,\partial z},\\
Z &= \frac{\alpha}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x\partial z} + \frac{\beta}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial y\partial z} + \frac{\gamma}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial z^2},
\end{aligned}
\qquad (1)
$$

где X, Y, Z — составляющие магнитной силы по осям координат, α, β, γ — слагающие интенсивности намагничивания, W — потенциал силы тяжести, k^2 — гравитационная постоянная, $\Delta\rho$ — разность плотностей между возмущающей массой и окружающей средой. Эти уравнения, как показал Этвеш, позволяют определить отношения $\alpha/\Delta\rho$, $\beta/\Delta\rho$, $\gamma/\Delta\rho$ для однородной массы, если она даже совершенно неправильной формы. Если магнитная аномалия имеет одинаковую с гравитационной причину, то для всех точек наблюдения мы будем получать одни и те же значения $\alpha/\Delta\rho$, $\beta/\Delta\rho$, $\gamma/\Delta\rho$. Если же эти значения окажутся неодинаковыми, то это укажет нам, что гравитационная и магнитная аномалии происходят за счет действия различно расположенных масс. В этом случае интерпретацию, очевидно, нужно производить отдельно по гравитационным и отдельно по магнитным данным. Если же причины аномалий совпадают, то эти отношения $\alpha/\Delta\rho$, $\beta/\Delta\rho$, $\gamma/\Delta\rho$ могут дать ценные указания относительно вещества, а может быть, даже и формы возмущающих масс, и таким сбразом произвол интерпретации может быть уменьшен».

В этом исключительно богатом мыслями тексте, написанном в присущей Г. А. Гамбурцеву лаконичной манере, выражены и основные положения парадигмы, одним из основоположников которой был Г. А. Гамбурцев (см. следующий раздел настоящей статьи), и идеи, продолжающие питать теорию интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в настоящее время. Таких идей три:

а) между обратными задачами гравиметрии и магнитометрии имеется принципиальное различие;

б) совместное использование данных гравитационных и магнитных наблюдений дает больше, чем простое объединение результатов, полученных по гравитационным и магнитным полям порознь;

в) формальное определение пуассоновских отношений ($\alpha/\Delta\rho$, $\beta/\Delta\rho$, $\gamma/\Delta\rho$) из уравнений Этвеша как функций координат дает ценную информацию о соотношениях между источниками гравитационных и магнитных аномалий.

Теория интерпретации того времени — это теория изолированной аномалии; порождается она одним возмущающим телом, однородным по плотности и намагниченности. Вместе с тем даже в такой постановке Г. А. Гамбурцев видит принципиальное различие между решениями обратных задач гравиметрии и магнитометрии и указывает его причину — векторный характер намагниченности. Эта точка зрения в течение долгих лет подкреплялась лишь одним примером — полей пластов бесконечного погружения на глубину с горизонтальной верхней кромкой; если пласты однородно намагничены по падению с одной и той же интенсивностью, то внешние поля пластов совпадают — не зависят от угла падения пласта. Однако этот пример относится к телам бесконечных размеров, поэтому вопрос о сравнительной степени неоднозначности решений обратной задачи гравиметрии и магнитометрии для ограниченных в пространстве распределений источников оставался открытым. Бытовало убеждение, что она более или менее одинакова, хотя решение обратной магнитной задачи и является менее устойчивым. Буквально в последние годы точка зрения Г. А. Гамбурцева была полностью подтверждена в работах [139 и 133]. В первой из них было показано, что если внешнее (в верхнем полупространстве) двумерное магнитное поле порождается намагниченными массами в бесконечном горизонтальном пласте — $H_1 > \zeta > -H_2$, $H_1 > H_2 > 0$, H_1 и H_2 — известны (ось Oz координатной системы направлена вниз), причем намагниченность является функцией горизонтальной координаты, $I(\xi) = I_x(\xi) + iI_z(\xi)$, то существует бесчисленное множество различных намагниченностей, порождающих одно и то же внешнее поле. В то же время если по пласту распределены массы с плотностью $\delta(\xi)$, то плотность определяется по внешнему полю однозначно. В данном случае причина существенно большей неоднозначности обратной магнитной задачи заключается именно в векторном характере источников магнитного поля — существуют эквивалентные распределения с чисто вертикальной и чисто горизонтальной намагниченностью! Наконец, в работе [133] В. Н. Страховым была установлена принципиально большая неоднозначность обратной магнитной задачи — по сравнению с гравитационной — в случае источников, распределенных по конечной односвязной области. Ситуация такова. Пусть в конечной односвязной области V трехмерного пространства, ограниченной поверхностью ∂V класса C^{∞} [21],

[21] Приведем определение поверхностей класса $C^{(k)}$, $0 < k < \infty$ (поверхность класса $C^{(\infty)}$ принадлежит $C^{(k)}$ для всех k, $0 < k < +\infty$) [86]: «Пусть в пространстве E_m (E_m — m-мерное евклидово пространство.— *В. С.*) дана некоторая поверхность Г, которая в каждой своей точке имеет определенную нормаль. Пусть $x_0 \in$ Г. Система декартовых координат $y_1, y_2, \ldots, y_m$, у которой начало совпадает с x_0, а ось y_m направлена по

распределены тяготеющие массы с плотностью $\delta_0(\xi, \eta, \zeta) \in L_2(V)$, порождающие внешний потенциал $U(x, y, z)$. Возникает вопрос описания всех распределений масс в $L_2(V)$, имеющих тот же самый внешний потенциал. Легко видеть, что множество $\delta_{\text{экв}}(\xi) \in L_2(V)$ есть замкнутое выпуклое множество: его можно описать через одну произвольную функцию (удовлетворяющую не очень существенным ограничениям). Аналогичным образом можно поставить проблему и в случае магнитной задачи. Именно, пусть внешнее магнитное поле имеет потенциал $W(x, y, z)$, порождаемый некоторым распределением намагниченности — вектором $\mathbf{I}$ с компонентами $I_x(\xi, \eta, \zeta)$, $I_y(\xi, \eta, \zeta)$, $I_z(\xi, \eta, \zeta)$, каждая из которых принадлежит к $W_2^{(1)}(V)$, $\operatorname{div} \mathbf{I} \in L_2(V)$, причем $I_n(\xi, \eta, \zeta)|_{\partial V} = 0$, I_n — нормальная к поверхности компонента вектора I. Оказывается: 1) существует бесчисленное множество распределений намагниченности, порождающих одно и то же внешнее поле, для которых $\operatorname{div} \mathbf{I}$ есть фиксированная функция; это множество зависит от трех произвольных функций; 2) по внешнему полю однозначно не определяется даже $\operatorname{div} \mathbf{I}$; существует бесчисленное множество $\operatorname{div}_{\text{экв}} \mathbf{I}$, и это множество зависит от одной произвольной функции.

Что касается второй идеи Г. А. Гамбурцева, то она была разработана фактически лишь в 60-х годах, после того как О. А. Соловьевым [101—103], В. Н. Страховым [110, 111] и Б. П. Ватлиным [10] были даны явные интегральные, а также более тонкие спектральные (т. е. использующие преобразование Фурье) формулы для определения величин $I_x/f\delta$, $I_y/f\delta$, $I_z/f\delta$ по данным гравитационных и магнитных наблюдений на плоскости $z = 0$. Эти формулы были существенно дополнены В. Н. Страховым (для случая плоской задачи) в работе [123]. Следует подчеркнуть, что интегральные формулы работ [101, 110, 111, 123] вполне «в духе» интегральных соотношений Г. А. Гамбурцева (1)—(20).

Наконец, третья идея (хотя и без всяких ссылок на Г. А. Гамбурцева!) усиленно разрабатывается в последние годы; укажем здесь лишь на исследования О. Г. Шеремета [160] и Г. Б. Нападенского [88].

Следует заметить, что одной из форм реализации третьей идеи является теория так называемых псевдогравитационных и псевдомагнитных аномалий, основным идейным создателем которой принято считать В. И. Баранова [163]. Теория псевдогравитационных и псевдомагнитных аномалий развивалась впоследствии

нормали к Г, проходящей через x_0, называется местной системой координат, связанной с точкой x_0. Будем писать $\Gamma \in C^{(k)}$, где k — натуральное число, если существует $d = \text{const} > 0$, обладающее следующим свойством: сфера радиуса d с центром в произвольной точке $x_0 \in \Gamma$ вырезает на поверхности Г участок, который в местной системе координат, связанной с точкой x_0, может быть задан уравнением $y_m = f(y_1, y_2, \ldots, y_{m-1})$, где функция f имеет все непрерывные производные до порядка k включительно».

во многих работах [9, 10, 58 157]. Однако основоположником этой теории следует считать Г. А. Гамбурцева.

Именно в работе [18] (из которой взята приведенная выше цитата) им были даны для случая двумерной задачи формулы, которые мы запишем так (почти в такой форме они и были воспроизведены Г. А. Гамбурцевым в [25], в § 6):

$$g_z(x) = \frac{f\delta}{I^2} \int_{-\infty}^{x} (I_x X(\xi) - I_z Z(\xi))\, d\xi,$$
$$g_x(x) = \frac{f\delta}{I^2} \int_{-\infty}^{x} (I_z X(\xi) + I_x Z(\xi))\, d\xi. \tag{98}$$

Здесь $X(\xi)$, $Z(\xi)$ — наблюденные значения компонент вектора напряженности магнитного поля; I_x, I_z ($I^2 = I_x^2 + I_z^2$) — некоторые выбранные значения компонент вектора намагниченности; δ — выбранное значение плотности. Заметим теперь, что

$$\delta I_x/I^2 = (\delta/I)\cos(I_x, I), \quad \delta I_z/I^2 = (\delta/I)\cos(I_z, I). \tag{99}$$

Следовательно, фактически достаточно задаться величинами (δ/I), $\cos(I_x, I)$, $\cos(I_z, I)$. Две последние величины можно получить, задаваясь гипотезой чисто индуктивного намагничения. Первая же не играет существенной роли — это есть просто коэффициент пропорциональности. Нетрудно понять, что величины $g_z(x)$ и $g_x(x)$ в (98) представляют собой элементы так называемого псевдогравитационного поля.

Примером того, как Г. А. Гамбурцев практически осуществлял комплексную интерпретацию гравитационных и магнитных наблюдений, служит работа [17], выполненная совместно с М. И. Поликарповым, но в которой идейная часть безусловно принадлежит Г. А. Гамбурцеву. Эта работа имеет важное значение для истории отечественной разведочной геофизики, ибо в ней, по существу, «закрывается» проблема физической природы Курской магнитной аномалии. Проблему эту горячо обсуждали в 1918—1927 гг.; она ярко раскрыта в работах П. П. Лазарева [70, 71]. Отметим как любопытный тот факт, что в работе [70] статья Г. А. Гамбурцева и М. И. Поликарпова, вышедшая в 1926 г., в списке литературы не фигурирует, однако в тексте статьи есть следующая важная справка:

«Все указанные соображения показывают, как осторожно надо интерпретировать магнитные аномальные карты, и геофизикам постоянно следует помнить указания Маскара, который, описав аномальные поля, вызываемые симметричными телами, далее отметил: «Аномалии редко представляются в такой простой форме, и было бы неосторожно выводить из них распределение масс».

Замечание Маскара относится к интерпретации только одних магнитных наблюдений; возможно, однако, одновременное применение комбинированных исследований, например, магнитных, гравитационных и сейсмических

методов. В этом случае, как удалось показать мне и особенно позднее Г. А. Гамбурцеву, можно получить весьма ценные и однозначные данные о приблизительной форме поверхности и глубине залежи, вызывающей возмущение».

Сущность проблемы точно сформулирована во Введении из [17]:

«Могут ли открытые в этом районе глубоким бурением залежи железистых кварцитов удовлетворить геофизическим наблюдениям, т. е. вызвать аномальное магнитное и гравитационное поле, наблюдаемое в действительности?»

Вначале в [17] осуществляется интерпретация гравитационных аномалий (об одном из важнейших аспектов этой интерпретации будет сказано ниже), а затем Г. А. Гамбурцев переходит к интерпретации магнитных аномалий. Приведем раздел статьи, относящийся к этой интерпретации, полностью.

СОСТАВЛЯЮЩИЕ НАПРЯЖЕНИЯ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ H И Z

В настоящей работе мы ведем вычисления в предположении, что магнитную аномалию вызывает тот же слой железистых кварцитов, который был открыт буровыми скважинами и для которого мы вычисляли производные потенциала силы тяжести.

Благодаря этому для вычисления H и Z мы можем воспользоваться формулами, выражающими связь между H и Z и вторыми производными потенциала силы тяжести. Эти формулы, по Этвешу, имеют следующий вид:

$$H = \frac{\beta}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\gamma}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z},$$

$$Z = \frac{\beta}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} - \frac{\gamma}{k^2\Delta\rho}\frac{\partial^2 W}{\partial x^2},$$

где β и γ — слагающие намагничивания по осям x и z.

В эти формулы входят две неизвестные постоянные β и γ [22], или, что то же, I и его направление α (угол между I и x). Эти постоянные при сравнении вычислений с наблюдениями необходимо подбирать. Линии наблюдений H и Z, взятая для сравнения, проходила приблизительно на 400 м южнее буровой № 1, перпендикулярно оси аномалии.

Для I и α были получены следующие значения:

$$I = 0{,}7 \text{ и } \alpha = 65°,$$

отсюда видно, что направление намагничивания почти совпадает с направлением падения хребта (61°).

На рис. 8 приведены сплошной линией теоретические кривые H и Z при данных значениях I и α, кружки дают наблюденные значения. Из чертежа видно, что наблюденные и теоретические кривые, имея в общем одинаковый

Значение $\Delta\rho$ было принято равным 0,85, значения производных $\partial^2 W/\partial x \partial z$ и $\partial^2 W/\partial x^2$ Г. А. Гамбурцев определяет из данных гравитационных наблюдений по профилю, проходящему через линию буровых.— *В. С.*

вид, показывают систематические отступления. Очевидно, это расхождение может быть объяснено тем, что для данной линии магнитных наблюдений могут быть другие размеры хребта, чем для линии буровой № 1, так как первая отстояла от последней на 400 м.

При рассмотрении наблюденных и теоретических кривых было подмечено, что кружки (наблюденные значения) хорошо уложатся на теоретическую кривую, если для последней все расстояния по оси от точки O увеличить в 1,4 раза. Легко понять, что полученные таким образом новые кривые (штриховые) дают значения H и Z для массы, размеры и глубина которой увеличены в 1,4 раза. Отсюда верхняя граница массы находится на глубине приблизительно 225 м (вместо 160 м), а мощность слоя равна 280 м (вместо 201 м). Впрочем, это увеличение мощности может быть и фиктивным, так как породы, лежащие с боков слоя железистых кварцитов, могут быть индуктивно намагничены.

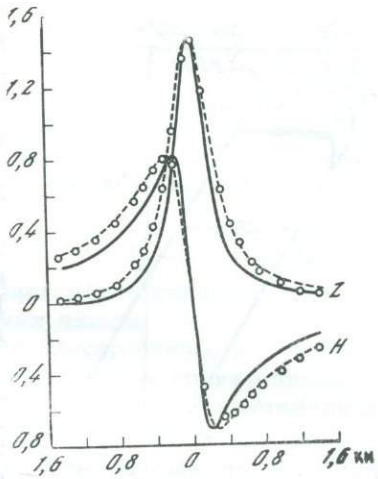


РИС. 8. Сопоставление наблюденных значений Z и H с вычисленными по вторым производным силы тяжести

6. **Заключение.** Проделанные вычисления ясно показывают, что магнитная и гравитационная аномалия в Щиграх вполне объясняется залежами железистых кварцитов, открытых глубоким бурением, при условии, что залежи тянутся до глубины 7 км.

В современной терминологии построения, проделанные Г. А. Гамбурцевым, которые и в настоящее время могут служить образцом, можно описать следующим образом: по гравитационному полю вычислены псевдомагнитные аномалии H и Z с подбором параметров I и α и сравнены с наблюденными магнитными аномалиями Z и H; после проведения операции изменения масштабов согласие оказалось просто блестящим! Таким образом, Г. А. Гамбурцев может считаться основателем методики использования псевдомагнитных аномалий. Отметим здесь, что после работы [17] вопрос о природе аномалий магнитного поля КМА больше не обсуждался как дискуссионный.

В работе [17], как уже указывалось выше, осуществлялась и интерпретация аномального гравитационного поля, главным образом решался вопрос о положении нижней кромки пласта железистых кварцитов. Рассуждения Г. А. Гамбурцева весьма поучительны; они остаются актуальными и по сие время, ибо еще недавно (на рубеже 60-х и 70-х годов) вопрос о возможной точности определения глубин нижних кромок возмущающих тел обсуждался очень активно, см., например, [142].

Материал по гравитационному полю, которым располагал Г. А. Гамбурцев, был достаточно скуден:

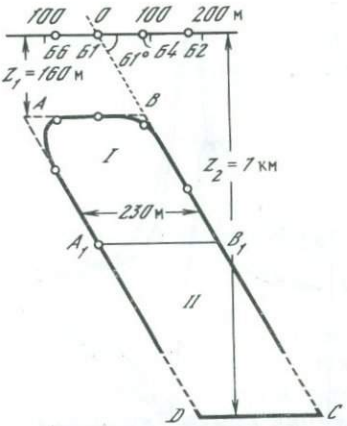


РИС. 9. К определению глубины залегания нижней кромки пласта железистых кварцитов по данным гравитационных наблюдений

1) 10 точек вариометрических наблюдений по профилю, проходящему по линии буровых скважин;

2) значение аномалии g_z в одной точке — в эпицентре аномалии;

3) значения уклонения отвесной линии также в одной точке.

Однако положение верхней части пласта железистых кварцитов было известно по данным бурения, и Г. А. Гамбурцев с большим искусством этим пользуется.

Сначала он, пользуясь измерениями $\partial^2W/\partial x^2$, $\partial^2W/\partial x\partial z$, методом подбора находит эффективную избыточную плотность пласта. Для этого он вычисляет значения $\partial^2W/\partial x^2$ и $\partial^2W/\partial x\partial z$ от известной части пласта (и находит, что они не удовлетворяют наблюдениям) и от продолжения пласта — с тем же углом падения, что и в верхней части — на глубину, считая пласт бесконечным по глубине. Выбирая $\Delta\rho$ таким образом, чтобы экспериментальные и наблюденные значения наилучшим образом согласовались, он получает $\Delta\rho = 0{,}85$, что хорошо согласуется с данными измерений по образцам. Затем, принимая $\Delta\rho = 0{,}85$ и уже считая, что глубина залегания z_2 нижней кромки пласта железистых кварцитов конечна, из условия равенства наблюденного значения g_z (в одной точке!) и модельного поля пласта определяет z_2; $z_2 \approx 7$ км. Для контроля Г. А. Гамбурцев делает следующее: пользуясь найденными параметрами пласта, восстанавливает абсолютное значение $\partial W/\partial x$ в удаленной точке профиля и далее восстанавливает кривую $\partial W/\partial x$, интегрируя наблюденную кривую $\partial^2W/\partial x^2$; в итоге он получает уклонение отвеса для некоторого среднего участка $0{,}9''$, что близко совпадает с астрономическим определением $\sim 1''$.

Эта реконструкция оставляет большое впечатление; еще важнее то, что Г. А. Гамбурцев прекрасно сознает достаточно низкую точность определения глубины z_2 пласта железистых кварцитов:

«Конечно, здесь нельзя говорить о точном определении глубины нижней границы, так как она весьма резко меняется при малых $\Delta\rho$ (рис. 9, заимствованный из работы [17].— *В. С.*).

Нижняя граница залежей была определена ранее О. Ю. Шмидтом ([162].— *В. С.*) по измерениям второй производной силы тяжести $\partial^2W/\partial x\partial z$. Им было дано значение $z_2 = 1$ км. Это расхождение объясняется следующим: вторая производная потенциала силы тяжести при бесконечном увеличении z_2 стремится к некоторому определенному пределу, который с достаточной степенью точности для данной массы [23] может считаться достигнутым на глу-

[23] Речь идет о пласте железистых кварцитов с фиксированным падением.— *В.С*

бине 7 км; тогда как первая производная при тех же условиях стремится к бесконечности. Поэтому более точно можно определить z_2, пользуясь первой производной.

В дальнейшем при вычислении вторых производных потенциала силы тяжести, а также горизонтальной и вертикальной составляющих напряжения магнитного поля H и Z можно было положить $z_2 = \infty$, так как массы данной формы, лежащие ниже 7 км под поверхностью Земли, заметно не влияют на ход кривых $\partial^2 W/\partial x \partial z$, $\partial^2 W/\partial x^2$, H и Z».

Итак, мы видим, что:

1) Г. А. Гамбурцев четко выявляет неустойчивость решения задачи об определении нижней кромки пласта;

2) указывает различие в степени неустойчивости решения этой задачи по первым и вторым производным гравитационного потенциала — по первым производным она решается устойчивей;

3) утверждает важное методологическое положение, что при интерпретации различных элементов поля над одним и тем же объектом можно пользоваться различными модельными представлениями.

Эти положения Г. А. Гамбурцева имеют важное значение и в настоящее время; беда в том, что еще не все специалисты по интерпретации гравитационных и магнитных аномалий представляют их с должной степенью ясности.

Перейдем теперь к рассмотрению последней из существенных теоретических разработок Г. А. Гамбурцева — его исследований по интерпретации аномалий от объектов бесконечного погружения на глубину. Этому посвящена его работа [27]. Суть проблемы и путь ее решения излагаются Г. А. Гамбурцевым в начальных строках статьи:

«Для случая тел ограниченного простирания разработаны методы, позволяющие на основании гравитационных наблюдений определять такие элементы возмущающих тел, как их общая избыточная масса, координаты центра тяжести и некоторые соотношения между моментами высших порядков ([25, 26, 44].— *В. С.*). Эти способы основаны на интегрировании производных силы тяжести на поверхности наблюдений, причем область интегрирования должна быть, очевидно, велика по сравнению с геометрическими размерами тел.

Ниже будет показано, что случай бесконечно простирающихся тел может быть также сведен к случаю ограниченных тел, причем между гравитационным полем тех и других тел будет существовать некоторое определенное соотношение. Пребразовав поле бесконечного тела таким образом, что оно будет уже соответствовать эквивалентному ограниченному телу, мы сможем определить для последнего его массу, координаты центра тяжести и т. д. Эти величины позволяют в свою очередь сделать некоторые заключения относительно элементов залегания бесконечного тела.

Возможность указанной замены покажем на следующем простом примере. Рассмотрим «полубесконечный» цилиндр, т. е. цилиндр, ограниченный с одной стороны, а в другую сторону бесконечно простирающийся. Верхнее основание цилиндра может быть образовано произвольной поверхностью.

Сместим цилиндр в направлении s его оси на величину Δs и рассмотрим разность гравитационных полей цилиндов в первом и втором положениях. Так как нижнее основание цилиндра находится бесконечно далеко от поверхности наблюдений, то можно считать, что разностное поле обусловлено влиянием разностной ограниченной массы D, образованной при смещении цилиндра (рис. 10). Обозначая потенциал всего цилиндра через U, потенциал ограниченной массы через U^*, при малом Δs получим

$$\partial U/\partial s = U^*/\Delta s.$$

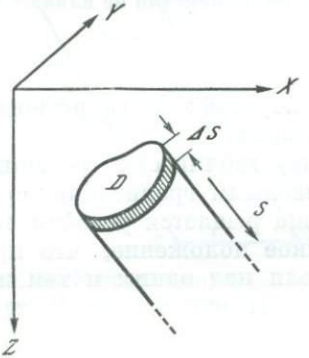


РИС. 10. К определению разностных тел

Для того чтобы воспользоваться этой формулой, устанавливающей связь полей бесконечной и ограниченной массы, необходимо определить направление s... [24]

В случае нецилиндрических тел придется производить смещение тела уже не в одном, а в нескольких направлениях. Число последних зависит от многообразия направления прямолинейных образующих поверхности возмущающего тела. При n различных направлениях будет установлена следующая зависимость между полем данного бесконечного тела и эквивалентного ему ограниченного:

$$\frac{\partial^n U}{\partial s_1 \partial s_2 \ldots \partial s_n} = \frac{U^*}{\Delta s_1 \Delta s_2 \ldots \Delta s_n}».$$

В приведенном отрывке четко сформулирована основная идея так называемого метода разностных тел Г. А. Гамбурцева, который нашел широкое применение в теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий и был систематически разработан главным образом А. А. Логачевым [74, 75]. Фактически Г. А. Гамбурцевым выдвигаются три идеи:

1) важности для теории интерпретации моделей источников с бесконечным носителем, в том числе бесконечно уходящим на глубину;

2) целесообразности использования при интерпретации полей таких моделей высших производных потенциала;

3) физической трактовки высших производных потенциала (точнее, некоторых приращений на определенной малой базе полей, соответствующих высшим производным) как исходных первых производных для некоторых разностных тел.

Эти идеи Г. А. Гамбурцева остаются важными руководящими идеями и по сие время. Однако мы не прослеживаем здесь влияния этих идей просто по той причине, что это потребовало бы здесь слишком много места (литература по применению высших произ-

[24] Далее Г. А. Гамбурцев дает нужные соотношения, считая, что «какой угол образует проекция s на горизонтальную плоскость с осями координат, легко судить по форме изолиний гравитационного поля».— *В. С.*

водных потенциала при интерпретации аномалий составляет сейчас не менее 200 работ, и рассматривать ее даже бегло — дело практически безнадежное).

Подведем общий итог. Г. А. Гамбурцеву принадлежит ряд важных идей в области комплексной интерпретации данных гравитационных и магнитных наблюдений, по проблеме «нижней кромки», по применению высших производных гравитационного потенциала. Его по праву можно считать одним из основоположников теории псевдогравитационных и псевдомагнитных аномалий.

Г. А. ГАМБУРЦЕВ — ТВОРЕЦ ПАРАДИГМЫ

В книге Т. Куна «Структура научных революций» [68] введено сложное, многоплановое понятие «парадигма». Парадигма — это: 1) крупное научное достижение (работа или серия работ одного или нескольких авторов), определяющее пути дальнейшего развития данной области науки; 2) система представлений о том, какие задачи надо решать и как их надо ставить и решать; так сказать, профессиональная ориентация ученых; 3) профессиональное сообщество ученых, исповедующих данную систему представлений, порожденную крупным научным достижением.

Развитие науки, по Т. Куну, состоит из фаз создания и смены парадигм (научные революции) и фаз развития науки в рамках определенной парадигмы (так называемая нормальная наука).

Принимая терминологию Т. Куна, можно смело утверждать, что в области разведочной гравиметрии и магнитометрии работы 1918—1930 гг. по изучению Курской магнитной аномалии создали парадигму, которая устойчиво существовала примерно до начала 60-х годов. *Одним из творцов этой парадигмы является Г. А. Гамбурцев, в работах которого исследования по КМА нашли свое логическое завершение.* Здесь имеются в виду его работы [17, 24], в которых даны оценки глубин погружения нижних кромок пластов железистых кварцитов в северо-восточной полосе КМА и суммарных запасов железа в этой полосе. Для того времени это были наиболее полные и наиболее обоснованные решения задач.

В самом деле, хорошо известно [71], что именно в исследованиях по изучению КМА, в которых буквально на «ровном месте», там, где никто из ведущих геологов того времени ничего подобного не предполагал, исключительно на основании данных о физических полях были найдены колоссальные залежи железных руд, т. е. была впервые продемонстрирована мощь принципиально новых методов исследования земных недр — геофизических методов. В течение 10 лет ученые П. П. Лазарев, О. Ю. Шмидт, П. М. Никифоров, А. И. Заборовский, Г. А. Гамбурцев и др. создали целый ряд приемов магнитометрических и гравиметрических исследований — инструментальных, методических, интерпретационных. Эти приемы и лежащие в их основе общие методологические положения образовали весьма стройную систему

представлений. Она лучше всего воспринимается по классической книге О. А. Шванка и Е. Н. Люстиха «Интерпретация гравитационных наблюдений», в которой парадигма, созданная работами по КМА и некоторыми последующими работами советских и зарубежных исследователей (главным образом немецких ученых), изложена в ее зрелой форме.

Сущность ее (в части теории интерпретации) можно передать следующими положениями. 1. Предмет теории — решение прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии. 2. В части решения прямых задач основное значение имеют: а) создание простых графических и механических методов нахождения элементов внешних полей от тел произвольной формы с постоянной плотностью (намагниченностью); б) получение явных аналитических выражений для тел простой геометрической формы с постоянной плотностью (намагниченностью); в) построение таблиц, номограмм, палеток для наиболее типичных возмущающих тел. 3. В части решения обратных задач основное значение имеют: а) интегральные методы, дающие значения важных параметров возмущающих тел без дополнительных гипотез о форме тел и распределении источников в этих телах; б) методы определения параметров тел правильной геометрической формы, основанные на использовании простейших формул, вытекающих из явных аналитических выражений для элементов внешних полей; в) методы неформализованного подбора для сложных распределений масс и сопоставления наблюденного и расчетного полей с принятием субъективного решения интерпретатором. 4. В части методологии основное значение имеют: 1) идея подбора в рамках геологически содержательных моделей распределения источников; при этом центр тяжести переносится на простейшие модели; 2) требование простоты вычислительных технологий, возможность реализации их вручную; 3) акцентирование внимания на важности комплексных гравитационных и магнитных исследований. В целом данную парадигму, порожденную исследованиями Курской магнитной аномалии, можно охарактеризовать как *теорию интерпретации высокоинтенсивной изолированной аномалии эпохи ручного счета.*

Материал, накопленный в рамках описанной парадигмы, почти с исчерпывающей полнотой представлен в работе В. В. Колюбакина и М. И. Лапиной [61].

Нетрудно понять в связи с изложенным в предыдущих разделах статьи, какой большой вклад в данную парадигму был внесен Г. А. Гамбурцевым. Во-первых, создание интегральных методов определения интегральных характеристик возмущающих тел — всецело его заслуга, эти методы представляются венцом парадигмы; выше было показано, какое большое число исследований породили результаты Г. А. Гамбурцева по развитию методов определения интегральных характеристик; и это не случайно — функция парадигмы и состоит в определении (предписании) круга решаемых задач. Во-вторых, создание эффективных графических и механических методов решения прямых задач для тел произ-

вольной формы также в существенном связано с именем Г. А. Гамбурцева, а в части решения прямых задач эти методы являются центральными для рассматриваемой парадигмы.

Вклад Г. А. Гамбурцева в создание парадигмы лучше всего ощущаешь при чтении его работы [25], носящей отчасти обзорный характер, но по существу представляющей оригинальное творчество ее автора. В этой яркой работе на каких-нибудь 37 страничках малого формата содержится столь много мыслей, большинство из которых ныне вошли, что называется, «в плоть и кровь» разведочной геофизики, но которые отнюдь не были общим достоянием в момент создания работы, что ее следует считать образцовой во всех отношениях. Думается, что знакомство с этой работой является обязательным для всех специалистов, работающих в области теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.

Описанная выше парадигма, одним из творцов которой является Г. А. Гамбурцев, не была в существенном поколеблена исследованиями конца 40—50-х годов, которые были посвящены методам разделения и трансформации полей, нахождения пространственного распределения полей (в частности, и аналитического продолжения), выделения слабых аномалий. Эти исследования скорее дополняли, усовершенствовали парадигму, ибо были нацелены на сведение сложных задач интерпретации интерференционных полей к простейшим задачам интерпретации для изолированных аномалий, которые должны были решаться именно в рамках описываемой парадигмы.

Смена парадигмы произошла фактически лишь в 70-х годах; этому предшествовала эпоха 60-х годов, в которую появился ряд частных концепций, претендовавших на роль парадигмы: 1) концепция аналитического продолжения и особых точек; 2) концепция корреляционного прогнозирования и распознавания; 3) концепция аппроксимационной оптимизации; 4) концепция статистического оценивания. Это соответствует положениям Т. Куна, по которым смене парадигмы предшествует дробление представлений, создание ряда конкурирующих направлений.

Достижениями, обеспечившими смену парадигмы, явились:

1) освоение и широкое использование геофизиками электронной вычислительной техники;

2) разработка в основополагающих трудах А. Н. Тихонова, а также в работах В. К. Иванова, М. М. Лаврентьева (и далее в работах многочисленных учеников трех известных ученых) общей теории некорректно поставленных задач, в частности обратных задач гравиметрии и магнитометрии.

Благодаря этим достижениям произошла смена представлений о том, какие задачи надо решать и как их надо решать, возникло новое профессиональное сообщество специалистов по теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, являющихся одновременно специалистами в области вычислительной геофизики.

Здесь не место подробно характеризовать новую парадигму, отметим лишь, что понимание математической сущности прямых и обратных задач в ней претерпело радикальное изменение. Центральное значение приобрело понятие формализованной математической модели интерпретации как сложной системы, включающей:

1) физико-математическую постановку целевой задачи интерпретации;

2) совокупность количественных и логических соотношений, характеризующих наблюденное поле (модель поля);

3) совокупность количественных и логических соотношений, характеризующих изучаемую среду — источники поля (модель среды — источников);

4) совокупность количественных и логических соотношений, связывающих компоненты наблюденного поля и компоненты его источников (модель связей);

5) совокупность количественных соотношений и логических утверждений об объеме информации о среде, потенциально извлекаемой из наблюденного поля в рамках принятых моделей поля, среды и связей;

6) критерии оптимальности интерпретации;

7) оценки точности и надежности извлекаемой (из поля и априорных данных) информации о среде.

К методологическому положению о модельности интерпретации, являвшемуся центральным для предшествовавшей парадигмы, в рамках новой добавились идеи оптимизации и регуляризации, а также адаптации [127].

Необходимо тем не менее отметить следующий принципиальный факт. Методы, созданные в рамках старой парадигмы, обеспечивали возможность решения определенного не слишком широкого класса конкретных геологических задач. Однако эти методы обладали высочайшей степенью экономической эффективности. По этой причине они живут до сих пор и методам интерпретации, развиваемым в рамках новой парадигмы, еще предстоит подняться до уровня старых.

САМОБЫТНОСТЬ ТВОРЧЕСТВА Г. А. ГАМБУРЦЕВА В ОБЛАСТИ ТЕОРИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Все, кому посчастливилось работать рядом с Г. А. Гамбурцевым, единодушно отмечают его глубочайшую интуицию физика, умение видеть и находить пути простого решения сложных вопросов самого различного характера, оригинальность мышления [28]. Эти особенности его таланта ярко проявились и в работах по теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Ограничимся здесь двумя иллюстрациями: 1) примером вывода Г. А. Гамбурцевым его интегральных соотношений; см. (1)—(20);

2) примером вывода Г. А. Гамбурцевым его представлений элементов внешних полей криволинейными интегралами.

1. *Вывод интегральных соотношений.* Первый вывод формулы (1) в работе [24] является в высшей степени интуитивным и заслуживает того, чтобы воспроизвести его здесь полностью:

«Между массой M тел, заключенных внутри замкнутой поверхности S, и потенциалом W на этой поверхности по теореме Гаусса существует следующее соотношение:

$$\iint \frac{\partial W}{\partial n}\, ds = 4\pi q M, \qquad (*)$$

где q — постоянная тяготения, n — нормаль к ds; интегрирование распространяется по всей поверхности S.

Формула (*) определяет величину полного силового потока, вызываемого массами M. *Величина же силового потока, проходящего не через замкнутую поверхность, а через безграничную плоскость* (xy), *будет равна половине полного потока* (курсив мой.— *В. С.*), т. е.

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial W}{\partial z}\, dx\, dy = 2\pi q M. \qquad (**)$$

Последняя формула может быть применена для подсчета избытка или дефекта масс в поверхностных слоях земной коры».

Интуитивность решения Г. А. Гамбурцева ясна; она вытекает и из того, что в следующей работе [25] он стремится дать аналитический вывод формулы (I), а уже дав его, лишь поясняет:

«Формула (**) может быть получена также на основании известной формулы Гаусса..., считая, что поток силовых линий через верхнюю плоскость равен половине общего потока...»

Между тем выводу формулы для суммарной массы из формулы Гаусса можно дать вполне доказательный характер (возможно, что Г. А. Гамбурцев именно так и рассуждал). В самом деле, в силу аддитивности гравитационного поля интегральную формулу достаточно доказать для точечной массы величины M, находящейся в произвольной конечной точке на глубине h в нижнем полупространстве. Для точечной же массы можно рассуждать так: пусть объем V — бесконечный горизонтальный слой, ограниченный плоскостями $z = 0$, $z = 2h$; считая, что формула Гаусса справедлива для V (это можно установить предельным переходом), из соображений симметрий ясно, что поток через плоскость $z = 0$ равен потоку через плоскость $z = 2h$, то есть равен половине полного потока.

Принцип аддитивности гравитационного поля и схема вывода общих соотношений для распределений масс с конечным носителем на основе предварительного построения соотношений для случая точечных масс был использован Г. А. Гамбурцевым в работе [25]. Рассуждения Г. А. Гамбурцева в высшей степени оригинальны и основаны на аппарате теории δ-функции Дирака и ее производ-

ных; более того, Г. А. Гамбурцев, по существу, вводит — исходя из чисто физических соображений! — обобщенные функции таким образом, как их стали вводить существенно позднее,— как пределы аналитических функций. Думается, что навряд ли Г. А. Гамбурцев был знаком с работами П. Дирака и других авторов — по квантовой механике, слишком уж далекими друг от друга являются данные области и слишком мал промежуток времени между работой Дирака и работой Гамбурцева.

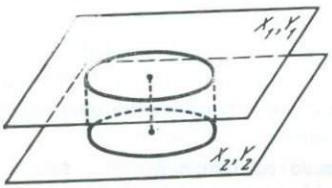


РИС. 11. К выводу интегральных соотношений для определения гармонических моментов масс

Вначале дадим выдержку из работы Г. А. Гамбурцева [25], в которой приводится обсуждаемый вывод.

«По формуле Грина

$$\int_f \left(U \frac{\partial W}{\partial n} - W \frac{\partial U}{\partial n}\right) df = -4\pi f \int_\tau U\, dm, \quad (*)$$

где U — гармоническая функция внутри замкнутой поверхности f, W — потенциал тела, заключенного внутри поверхности f, dm — элемент массы тела, n — внешняя нормаль к элементу поверхности df...

...Представим себе поверхность f состоящей из частей горизонтальной плоскости (плоскости наблюдений) X_1, Y_1, параллельной ей плоскости X_2Y_2, проходящей бесконечно близко от некоторого элемента массы dm [25], и цилиндрической поверхности, перпендикулярной плоскостям X_1Y_1 и X_2Y_2 (рис. 11 [25]). Обозначая через dW ту часть потенциала притяжения, которая вызвана элементом dm, формулу (*) перепишем в следующем виде:

$$\iint_1 \left(U \frac{\partial}{\partial z} dW - dW \frac{\partial U}{\partial z}\right) dx dy - \iint_2 \left(U \frac{\partial}{\partial z} dW - dW \frac{\partial U}{\partial z}\right) dx dy + \iint_R \left(U \frac{\partial}{\partial n} dW - dW \frac{\partial U}{\partial n}\right) df = -4\pi f U\, dm.$$

Первый интеграл берется по плоскости X_1X_1, второй — по плоскости X_2Y_2, а третий — по цилиндрической поверхности R (радиус которой обозначим также буквой R).

Далее будем рассматривать среди гармонических функций U лишь такие, которые при $R \to \infty$ обращают в нуль третий интеграл.

Переходя к этому предельному случаю $R \to \infty$ и принимая во внимание, что (курсив мой.— *В. С.*)

$$\iint_2 U \frac{\partial}{\partial z} dW\, dx\, dy = U \iint_2 \frac{\partial}{\partial z} dW\, dx dy = -2\pi f U\, dm,$$

получаем

$$\iint_1 \left(U \frac{\partial}{\partial z} dW - dW \frac{\partial U}{\partial z} dx\, dy\right) + \iint_2 dW \frac{\partial U}{\partial z} dx dy = 2\pi f U\, dm.$$

Затем, накладывая на функцию U еще следующее ограничение $\partial U/\partial z = 0$ *и переходя от элемента массы dm ко всей массе возмущающего тела,* найдем

[25] Но так, чтобы элемент dm находился между первой и второй плоскостью.

окончательно

$$\iint\limits_1 U \frac{dW}{\partial z}\, dxdy = 2\pi f \int U\, dm. \qquad (**)$$

Путем дифференцирования (курсив мой.— *В. С.*) к этой формуле можно также добавить следующие:

$$-\iint\limits_1 U \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x}\, dx\, dy = 2\pi f \int \frac{\partial U}{\partial x}\, dm, \qquad -\iint\limits_1 U \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial y}\, dxdy = 2\pi f \int \frac{\partial U}{\partial y}\, dm. \qquad (***)$$

Полагая в формулах (**) и (***) $U = 1$, найдем

$$\iint\limits_1 \frac{\partial W}{\partial z}\, dx\, dy = 2\pi f M, \qquad \iint\limits_1 \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x}\, dxdy = \iint\limits_1 \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial y}\, dxdy = 0».$$

В этом выводе Г. А. Гамбурцева обратим внимание на четыре момента: 1) выбор плоскости X_2Y_2; 2) формулу, следующую за первой подчеркнутой фразой; 3) способ получения формулы (**), т. е. интегрального соотношения для произвольного тела из формулы для точечной массы (второе подчеркнутое место); 4) способ получения формулы (***) (третье подчеркнутое место).

Рассмотрим их более обстоятельно (хотя и не по порядку).

1. Что значит, что выбор плоскости X_2Y_2 «проходящей бесконечно близко от некоторого элемента массы dm . . . осуществляется так, чтобы элемент dm находился между первой и второй плоскостью»? Это означает следующее: а) плоскость определяется уравнением $z = \text{const} = \zeta + \Delta z$, где ζ — аппликата массы dm; б) производная $\partial\, dW/\partial z$ определяется на плоскости X_2Y_2 соотношением

$$\frac{\partial}{\partial z} dW \Big|_{X_2Y_2} = \lim_{\Delta z \to 0} \frac{\partial\, dW\,(\zeta + \Delta z)}{\partial z} = -2\pi f \delta\,(x - \xi, y - \eta)\, dm. \qquad (100)$$

Здесь $\Delta z > 0$, ξ, η — координаты точечной массы; $\delta\,(x, y)$ — функция Дирака от двух переменных!

2. С учетом (100) выкладка, следующая за первым подчеркнутым местом (на первый взгляд малопонятная — одна из подынтегральных функций выносится из-под знака интеграла!), приобретает вид фундаментального соотношения теории δ-функции Дирака:

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int U\,(x, y, \zeta) \frac{\partial\, dW}{\partial z}\,(x, y, \zeta)\, dx\, dy =$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty}\int U\,(x, y, \zeta)\,(-2\pi f \delta\,(x - \xi, y - \eta)\, dm)\, dx\, dy = -2\pi f U\,(\xi, \eta, \zeta)\, dm. \qquad (101)$$

3. Этот момент особенно интересен. Использование при выводе принципа аддитивности гравитационного поля очевидно. Возникает вопрос, почему Г. А. Гамбурцев не воспользовался явной

формой его применения, заключающейся в перемене порядка интегрирования с вычислением элементраного двойного интеграла. (Заметим,' что именно таким путем выводятся интегральные соотношения в классических книгах [104] и [161]):

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} g_z(x, y, 0)\,dx\,dy = \int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\left\{f\iiint_V \frac{\zeta\,dm(\xi,\eta,\zeta)}{[(\xi-x)^2+(\eta-y)^2+\zeta^2]^{3/2}}\right\}dx\,dy =$$

$$= f\iiint_V \zeta\left\{\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dx\,dy}{[(\xi-x)^2+(\eta-y)^2+\zeta^2]^{3/2}}\right\}dm(\xi,\eta,\zeta) =$$

$$= f\iiint_V \zeta\left\{\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{du\,dv}{[u^2+v^2+\zeta^2]^{3/2}}\right\}dm(\xi,\eta,\zeta) =$$

$$= f\iiint_V \zeta\left\{\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\infty} \frac{\rho\,d\rho}{[\rho^2+\zeta^2]^{3/2}}\right\}dm(\xi,\eta,\zeta) =$$

$$= 2\pi f\iiint_V dm(\xi,\eta,\zeta) = 2\pi f M. \qquad (102)$$

4. Аналогичным образом можно показать, что вывод формул (***), по существу, основан на использовании более сложных обобщенных функций — производных от δ-функции Дирака; однако на этом мы здесь не останавливаемся.

Ответ на вопрос, поставленный в п. 3, по мнению автора, ясен — Г. А. Гамбурцев не снимал лесов со своих построек. Он давал те самые выводы, с помощью которых он получал свои результаты. Поскольку он искал общий метод вывода интегральных соотношений для любых гармонических моментов масс относительно начала координат, то он демонстрировал способ получения соотношений, который он считал наиболее общим. И действительно, хотя все отношения (1) — (20) Г. А. Гамбурцева можно вывести элементарно, по схеме, приведенной в (102), такие выводы нисколько не приближают к искомому решению общей задачи. А именно метод Г. А. Гамбурцева, должным образом модифицированный, позволил А. А. Замореву [44, 45] и В. К. Иванову [48] получить необходимое общее решение проблемы, о чем более подробно было сказано выше [26].

2. *Вывод представлений элементов внешних гравитационных полей криволинейными интегралами.* Этот вывод с очевидностью показывает, что Г. А. Гамбурцев не очень любил аналитические детали, а следовал известному завету академика А. Н. Крылова

[26] Небезынтересно отметить также следующее. Опубликованные в 1938 г. оригинальные работы А. П. Казанского, в которых вывод интегральных соотношений как раз дан с помощью элементарных искусственных приемов (их всегда нетрудно найти, когда ответ известен), хотя и нашли отражение в учебниках [73, 104, 161], но не содержали общего аналитического подхода к решению проблемы нахождения всех гармонических моментов. Именно по этой причине они остались изолированными.

«...довольствоваться той разумной мерой строгости, которая, предохраняя от ошибок, сообщает непреложность выводам».

Более того, Г. А. Гамбурцев старался систематически упрощать свои выкладки, делая, их, быть может, менее строгими, но зато более «операциональными». Впервые интегральные представления элементов двумерных гравитационных полей от тел с постоянной плотностью Г. А. Гамбурцев дает в работе [15]; здесь фигурируют только криволинейные интегралы с дифференциалами по декартовым переменным. В [16] эти представления на основе теоремы Пуассона о связи между гравитационным и магнитным потенциалами однородно-намагниченного тела обобщаются на случай магнитной задачи. Оригинальность этих формул (делающая их весьма удобными для построения численных алгоритмов!) в том, что в этих интегралах фигурируют дифференциалы по переменным во вспомогательной декартовой системе координат, связанной с направлением намагничивания. Наконец, в работе [20] Г. А. Гамбурцев использует вместо декартовых координат полярные, и это приводит его к криволинейным интегралам, которые он кладет в основу своих знаменитых интеграторов.

В работе [15] Г. А. Гамбурцев не пользуется формулами Грина для преобразований интегралов по площади в интегралы по контуру; он фактически для каждого частного случая проводит рассуждения, эквивалентные выводу этой формулы — очень простые и физически наглядные. Однако отсюда не следует, что он не знал формул Грина; в повторной публикации [164] в журнале «Gerlands Beitrage zur Geophysik» он снимает свой вывод, ограничиваясь простой ссылкой на возможность использования формулы Грина. В [19, 25] вывод представлений контурными интегралами в полярных координатах вообще не дается; он считается очевидным.

Чисто формальный, основанный на использовании формулы Лейбница—Ньютона для определенного интеграла через разность первообразных в концевых точках интервала интегрирования, но чрезвычайно операциональный вывод представлений элементов внешних двумерных гравитационных полей для тел постоянной плотности контурными интегралами дается Г. А. Гамбурцевым в обобщающей работе [25]. Мы приведем здесь этот вывод полностью, имея в виду, что и в настоящее время он остается непревзойденным по компактности и простоте и заслуживает использования при чтении курсов теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в вузах и университетах. Этот вывод одновременно наглядно демонстрирует самобытность творчества Г. А. Гамбурцева и лаконичность его стиля.

«Производные от потенциала могут быть выражены следующими формулами [27]:

---

[27] Здесь k^2 — постоянная тяготения, σ — избыточная плотность возмущающего тела.— *В. С.*

$$\frac{\partial W}{\partial x} = 2k^2\sigma \iint \frac{\xi - x}{r^2}\, d\xi\, d\zeta = 2k^2\sigma \iint \cos\varphi\, dr\, d\varphi,$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 2k^2\sigma \iint \frac{\zeta}{r^2}\, d\xi\, d\zeta = 2k^2\sigma \iint \sin\varphi\, dr\, d\varphi,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial z} = 4k^2\sigma \iint \frac{(\xi - x)\,\zeta}{r^4}\, d\xi\, d\zeta = 2k^2\sigma \iint \frac{\sin 2\varphi}{r}\, dr\, d\varphi,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = -\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 2k^2\sigma \iint \frac{(\xi - x)^2 - \zeta^2}{r^4}\, d\xi\, d\zeta = 2k^2\sigma \iint \frac{\cos 2\varphi}{r}\, dr\, d\varphi, \quad (*)$$

где ξ и ζ — координаты элемента $d\xi d\zeta$. Декартовы и полярные координаты связаны соотношениями

$$r = \sqrt{(\xi - x)^2 + \zeta^2}, \qquad \xi - x = r\cos\varphi, \qquad \zeta = r\sin\varphi.$$

Плотность σ (вернее, разность плотностей цилиндра и окружающей среды) мы считаем постоянной.

Обозначения пояснены на рис. 2, группу формул (*) можно выразить также через криволинейные интегралы.

Замечая, что

$$\frac{\partial W}{\partial x} = 2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \xi}(\ln r)\, d\xi\, d\zeta = 2k^2\sigma \iint \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta}\, d\xi\, d\zeta = 2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \varphi}(\sin\varphi)\, d\varphi\, dr,$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \zeta}(\ln r)\, d\xi\, d\zeta =$$

$$= 2k^2\sigma \iint \frac{\partial \varphi}{\partial \xi}\, d\xi\, d\zeta = -2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \varphi}(\cos\varphi)\, d\varphi\, dr,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = -2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \zeta}\left(\frac{\xi - x}{r^2}\right) d\xi\, d\zeta =$$

$$= -2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{\zeta}{r^2}\right) d\xi\, d\zeta = -k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \varphi}\left(\frac{\cos 2\varphi}{r}\right) d\varphi\, dr,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = -\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{\xi - x}{r^2}\right) d\xi\, d\zeta =$$

$$= 2k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \zeta}\left(\frac{\zeta}{r^2}\right) d\xi\, d\zeta = k^2\sigma \iint \frac{\partial}{\partial \varphi}\left(\frac{\sin 2\varphi}{r}\right) d\varphi\, dr,$$

получим окончательно [28]

$$\frac{\partial W}{\partial x} = 2k^2\sigma \oint \ln r\, d\zeta = 2k^2\sigma \oint \varphi\, d\xi = 2f\sigma \oint \sin\varphi\, dr,$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 2k^2\sigma \oint \ln r\, d\xi = -2k^2\sigma \oint \varphi\, d\zeta = -2f\sigma \oint \cos\varphi\, dr,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x\, \partial z} = -2f\sigma \oint \frac{\xi - x}{r^2}\, d\xi = -2k^2\sigma \oint \frac{\zeta}{r^2}\, d\zeta = -k^2\sigma \oint \frac{\cos 2\varphi}{r}\, dr,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = -\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -2k^2\sigma \oint \frac{\xi - x}{r^2}\, d\zeta = 2k^2\sigma \oint \frac{\zeta}{r^2}\, d\xi = -k^2\sigma \oint \frac{\sin 2\varphi}{r}\, dr.$$

Интегрирование в этих формулах должно производиться вдоль замкнутого контура сечения цилиндра».

---

[28] Здесь Г. А. Гамбурцев фактически пользуется рассуждениями, обычно используемыми при выводе формулы Грина; заметим, что в получающихся формулах за направление обхода контура принято то, при котором ее внутренность остается справа (обход по часовой стрелке).

Внимательный читатель, пожелавший обратиться к первоисточнику, без сомнения, заметит, что в формулах (57) и предшествующих им знаки перед некоторыми интегралами изменены на обратные. В различных работах эти знаки даны по-разному, и мы выбрали из них правильные. (Вопрос — имеют ли здесь место типографские ошибки или Г. А. Гамбурцев не был аккуратен в знаках — не праздный. Автору представляется, что имело место второе, и причиной такой неаккуратности являлась огромная напряженность творчества Г. А. Гамбурцева, приведшая в конце концов к его преждевременной смерти. Ему некогда было заниматься «утряской» знаков, его ждали все новые и новые большие принципиальные работы...)

Покажем здесь, обращаясь к современной трактовке представлений элементов внешних полей однородных двумерных тел контурными интегралами на основе использования комплексного переменного, каким образом формулы (77) — (78) могут быть выведены с помощью операционного метода Г. А. Гамбурцева. Пусть $\sigma = \xi + i\zeta$, $\bar{\sigma} = \xi - i\zeta$; будем рассматривать их как независимые переменные. Очевидно, делая замену переменных по формальным правилам анализа, имеем

$$d\xi\, d\zeta = \begin{vmatrix} d\xi/d\bar{\sigma} & d\zeta/d\bar{\sigma} \\ d\xi/d\sigma & d\zeta/d\sigma \end{vmatrix} d\bar{\sigma}\, d\sigma = \frac{1}{2i}\, d\bar{\sigma}\, d\sigma. \tag{103}$$

Следовательно, рассуждая далее «по Г. А. Гамбурцеву», получаем

$$G(s) = 2if \iint \frac{\delta(\xi, \zeta)\, d\xi\, d\zeta}{\sigma - s} = f \iint \frac{\delta((\sigma + \bar{\sigma})/2, (\sigma - \bar{\sigma})/2i)}{\sigma - s}\, d\bar{\sigma}\, d\sigma =$$

$$= f \int \frac{1}{\sigma - s} \left(\int \delta\left(\frac{\sigma + \bar{\sigma}}{2}, \frac{\sigma - \bar{\sigma}}{2i} \right) d\bar{\sigma} \right) d\sigma = f \oint \frac{\Phi(\sigma, \bar{\sigma})}{\sigma - s}\, d\sigma,$$

$$\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) = \int \delta\left(\frac{\sigma + \bar{\sigma}}{2}, \frac{\sigma - \bar{\sigma}}{2i} \right) d\bar{\sigma}. \tag{104}$$

Думается, что такой чисто формальный вывод тем не менее имеет (в силу своей краткости) определенное значение при изложении геофизикам современных разделов теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, использующих методы теории функций комплексного переменного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Г. А. Гамбурцев публиковал работы по вопросам теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на протяжении 16 лет (1925—1940 гг.), однако с наибольшей интенсивностью он занимался проблемами этой теории примерно 5—6 лет (между 1925 и 1930 гг. им выпущено в свет 13 статей). Если учесть, что в эти же годы им были опубликованы две работы [34, 35] [29], не

[29] Из них [35] — большая оригинальная работа, по объему не уступающая работам [25] и [26].

связанные с проблемами геофизики, а также получено авторское свидетельство на изобретение гидравлического сейсмографа [36], то отсюда, принимая во внимание некоторые факты научной биографии Г. А. Гамбурцева, можно сделать ряд интересных заключений.

К исследованиям в области геофизики, в частности к работам по КМА, Г. А. Гамбурцева привлек академик П. П. Лазарев [28]. В изучении Курской магнитной аномалии ведущую роль играли магнитный и гравиметрический методы, и естественно, что Г. А. Гамбурцев начал с освоения и разработки проблем, относящихся именно к этим методам. Однако можно думать (и это подтверждается приведенными выше фактами), что чисто аналитические исследования, к которым volens nolens сводится разработка теоретических вопросов гравиметрии и магнитометрии, его полностью не увлекали как не соответствующие его интересам и таланту ученого-физика. Не случайно, что Г. А. Гамбурцев, с одной стороны, совсем не занимался вопросами вывода частных формул для тел правильной геометрической формы (одно из предписаний той парадигмы, в создание которой он внес свой важный вклад), а с другой — конструировал механические интеграторы для решения прямых задач и одновременно ставил чисто физические эксперименты по фотолюминесценции и выцветанию цианина. Склонность Г. А. Гамбурцева именно к физическому эксперименту [28] с неизбежностью привлекла его к работе в области сейсмики, которая позволяла полностью удовлетворять эту склонность.

Итак, работы Г. А. Гамбурцева 1925—1930 гг. в области теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий — это исследования ученого, еще ищущего истинную сферу применения своих способностей, и, по-видимому, они не захватывали его целиком и полностью. Однако в силу своего большого и самобытного таланта и за этот короткий срок Г. А. Гамбурцев сумел создать очень многое; вместе с более поздними исследованиями [30] эти его работы создали ряд важнейших направлений в области теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, направлений, в той или иной форме продолжающих плодотворно развиваться и в настоящее время.

Автор пользуется случаем выразить глубокую признательность П. С. Вейцман и А. Г. Гамбурцеву за предоставление фотографий Г. А. Гамбурцева и мультиградиентометра и возможность ознакомиться с рядом статей Г. А. Гамбурцева, не вошедших в собрание

[30] Можно высказать следующее предположение о причинах их появления. Хотя после 1930 г. Г. А. Гамбурцев почти всецело отдался развитию сейсморазведки, он безусловно понимал всю важность для гравиметрии и магнитометрии разработки теории интегральных характеристик возмущающих тел и методов их определения и считал необходимым довести эту теорию до определенной степени завершенности. Что же касается работ по сейсмогравитационному методу, они не носят того аналитического характера, который свойствен ранним работам Г. А. Гамбурцева, хотя значение их и чрезвычайно велико.

его «Избранных трудов» [28], а также А. М. Епинатьевой, Н. И. Павленковой, И. П. Косминской, Ю. В. Ризниченко и Н. П. Грушинскому за ряд ценных замечаний, способствовавших улучшению работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреев Б. А.* Геофизические методы в региональной структурной геологии. 2-е изд. М.: Недра, 1965. 324 с.
2. *Балк П. И.* К решению трехмерной обратной задачи гравиметрии по гармоническим моментам возмущающих масс.— ДАН СССР, 1975, т. 220, № 2, с. 331—334.
3. *Балк П. И.* О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии методом построения семейств тел, обладающих слабой единственностью и эквивалентных источникам поля по нескольким гармоническим моментам.— ДАН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 80—83.
4. *Балк П. И.* Аналитическое решение трехмерной обратной задачи гравиметрии по гармоническим моментам.— Геология и геофизика, 1975, № 4, с. 105—118.
5. *Балк П. И., Балк Т. В.* О построении начального приближения контура тяготеющих масс по их гармоническим моментам.— Геофиз. сб. АН УССР, 1977, вып. 77, с. 50—57.
6. *Булах Е. Г.* Еще один критерий для проверки интерпретации гравитационных аномалий.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 4. 522 с.
7. *Булах Е. Г.* О некоторых критериях для проверки интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 9, с. 1173—1176.
8. *Булах Е. Г.* Интегральные соотношения для интерпретации гравитационных аномалий. Киев: Наук. думка, 1965. 114 с.
9. *Ватлин Б. П.* Об эффективности разделения полей методом совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий.— Геология и геофизика, 1971, № 11, с. 122—125.
10. *Ватлин Б. П.* Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий на основе соотношения Пуассона: Дис. . . . канд. физ.-мат. наук. Новосибирск: ИГиГ, СО АН СССР, 1971.
11. *Вейль А.* Эллиптические функции по Эйзенштейну и Кронекеру. М.: Мир, 1978. 112 с.
12. *Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И.* Применение методов частотного анализа и синтеза при интерпретации гравитационного поля в Бухарско-Хивинской провинции.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 33, с. 161—169.
13. *Воскобойников Г. М.* Функция Карлемана и ее применение к решению некоторых задач разведочной геофизики.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11, с. 1579—1590.
14. *Габуния В. П., Картвелишвили К. М.* Критерий для проверки результатов интерпретации гравитационной аномалии V_{Δ}.— Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 75, № 2, с. 333—336.
15. *Гамбурцев Г. А.* К изучению Курской гравитационной аномалии притяжения подземными хребтами.— В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 63—67.
16. *Гамбурцев Г. А.* К изучению Курской магнитной аномалии. Определение элементов магнитного поля, вызываемого бесконечно длинным однородно-намагниченным цилиндром.— Журн. прикл. физики, 1925, т. 2, вып. 3/4, с. 139—142.
17. *Гамбурцев Г. А., Поликарпов М. И.* К вопросу о причине Курской магнитной и гравитационной аномалии.— В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 72—80.
18. *Гамбурцев Г. А.* Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных наблюдений с помощью приборов для механических вычислений. I.— Журн. прикл. физики, 1928, т. 5, вып. 3/4, с. 227—234.

19. *Гамбурцев Г. А.* Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных наблюдений с помощью приборов для механических вычислений. II.— Журн. прикл. физики, 1929, т. 6, вып. 1, с. 62—67.
20. *Гамбурцев Г. А.* Приборы для механического вычисления элементов магнитного и гравитационного поля, вызываемого бесконечно-длинным цилиндром произвольного сечения.— ДАН СССР, 1928, т. 41, с. 91—95.
21. *Гамбурцев Г. А.* Об одном способе определения расположения подземных масс на основании магнитных и гравитационных наблюдений.— Журн. прикл. физики, 1930, т. 7, вып. 2, с. 103—105.
22. *Гамбурцев Г. А., Поликарпов М. И.* Вычисление дефекта массы по гравитационным наблюдениям на Шуваловском озере.— Журн. прикл. физики, 1930, т. 7, вып. 5, с. 33—36.
23. *Гамбурцев Г. А.* О гравитационно-сейсмическом способе горной разведки.— Журн. прикл. физики, 1930, т. 7, вып. 5, с. 19—24.
24. *Гамбурцев Г. А.* Определение избытка или дефекта подземных масс на основании магнитных и гравитационных наблюдений (масса металлического железа в северной полосе Курских залежей железистых кварцитов).— Журн. прикл. физики, 1930, т. 7, вып. 5, с. 13—17.
25. *Гамбурцев Г. А.* Методы интерпретации гравитационных наблюдений.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: ОНТИ, 1936, вып. 1, с. 158—194.
26. *Гамбурцев Г. А.* Определение центра тяжести возмущающего тела по гравитационным наблюдениям.— Изв. АН СССР. Сер. матем. и естеств. наук, 1938, № 4, с. 307—315.
27. *Гамбурцев Г. А.* Об определении элементов залегания бесконечно простирающихся тел по гравитационным наблюдениям.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1940, № 3, с. 363—372.
28. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
29. *Гамбурцев Г. А.* Глубинное сейсмическое зондирование в Западной Туркмении.— В кн.: Г. А. Гамбурцев. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 315—338.
30. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Тулина Ю. В.* Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— ДАН СССР, 1955, т. 105, № 1, с. 83—86.
31. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С.* Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 9, с. 1036—1043.
32. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С.* Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии.— Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1957, № 3, с. 24—37.
33. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Давыдова Н. И., Тулина Ю. В.* Глубинное сейсмическое зондирование на Северном Тянь-Шане.— Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1957, № 3, с. 13—23.
34. *Гамбурцев Г. А.* Зависимость скорости выцветания цианина от давления кислорода.— Журн. прикл. геофизики, 1929, вып. 1, с. 53—61.
35. *Гамбурцев Г. А.* Диффузия фотолюминесценции при многократных процессах поглощения и излучения.— Журн. рус. физ.-хим. о-ва, 1929, вып. 1, с. 45—76.
36. *Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат, 1959. 378 с.
37. *Гласко В. Б., Страхов В. Н.* Проблема единственности в некоторых обратных задачах геофизики.— В кн.: Проблемы математической физики и вычислительной математики. М.: Наука, 1977, с. 96—107.
38. *Годин Ю. Н.* Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими данными: Дис . . . докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1969.
39. *Годин Ю. Н., Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С., Фоменко К. Е.* Изучение строения земной коры при региональных геофизических исследованиях.— Изв. АН СССР Сер. геофиз., 1961, № 10, с. 1464—1471.
40. *Голиздра Г. Я.* Особые точки аналитического продолжения гравита-

ционного поля и их связь с формой возмущающих масс.— В кн.: Дополнительные главы курса гравиразведки и магниторазведки. Новосибирск: НГУ, 1966, с. 273—388.
41. *Голиздра Г. Я.* Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ.— В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1977. 98 с.
42. *Голиздра Г. Я.* О комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического полей.— ДАН УССР. Сер. Б, № 12, 1975, с. 1065—1066.
43. *Заборовский А. И.* К методике интерпретации магнитных аномалий.— Тр. МГРИ, т. 20, 1940.
44. *Заморев А. А.* Об определении производных гравитационного потенциала и соотношений между моментами возмущающих масс по производной, заданной на плоскости.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1939, № 3, с. 275—286.
45. *Заморев А. А.* Об интерпретации значений призводных магнитного потенциала возмущающих масс.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1939, № 6, с. 661—667.
46. *Заморев А. А.* Исследование двухмерной обратной задачи потенциала.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1941, № 4/5, с. 487—500.
47. *Зверев С. М., Косминская И. П.* Метод ГСЗ — прогресс и перспективы.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 10, с. 82—94.
48. *Иванов В. К.* Об определении гармонических моментов возмущающих масс по производной гравитационного потенциала, заданной на плоскости.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1950, № 5, с. 403—414.
49. *Иванов В. К.* Интегральное уравнение плоской обратной задачи логарифмического потенциала.— ДАН СССР, 1955, т. 105, № 3, с. 409—412.
50. *Иванов В. К.* О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде.— ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 598—600.
51. *Иванов В. К., Чудинова А. А.* Об одном способе нахождения гармонических моментов возмущающих масс.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 3, с. 55—62.
52. *Иделькон Н. И.* Теория потенциала и ее приложения к вопросам геофизики. М.: Гостехтеориздат, 1932. 438 с.
53. *Исаков В. М.* О единственности решения внешней контактной обратной задачи теории логарифмического потенциала.— В кн.: Дифференциальные уравнения, 1971, т. 7, № 1, с. 34—39.
54. *Исаков В. М.* О единственности решения контактной обратной задачи теории потенциала.— В кн.: Дифференциальные уравнения, 1972, т. 8, № 1, с. 30—40.
55. *Казанский А. П.* Об определении элементов залегания полезного ископаемого по данным гравиметрии.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1938, № 2/3, с. 241—249.
56. *Казанский А. П.* Об определении элементов залегания полезного ископаемого по данным магнитометрии.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1938, № 2/3, с. 215—240.
57. *Казанский А. П.* Определение основных элементов залежи большой протяженности в глубину по данным гравиметрии и магнитометрии.— Изв. АН СССР. Сер. мат. и естеств. наук, 1938, № 2/3, с. 251—260.
58. *Каратаев Г. И.* Основные вопросы метода совместного анализа магнитных и гравитационных аномалий.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1966, вып. 2.
59. *Каратаев Г. И.* Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск.: Наука, 1966. 135 с.
60. *Картвелишвили К. М.* Критерий для проверки интерпретации гравитационной аномалии V_{zz}.— Сообщ. АН ГССР, 1960, т. 25, № 6, с. 655—658.
61. *Колюбакин В. В., Лапина М. И.* Обзор способов решения прямой и обратной задачи магнитной разведки. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 356 с.
62. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М : Наука, 1968. 227 с.
63. *Косминская И. П., Капустян И. К.* Обобщенная сейсмическая модель

коры океанического типа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 37—49.
64. *Косминская И. П., Кракшина Р. М.* О закритических отражениях от границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6, с. 822—834.
65. *Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В.* Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 10, с. 1162—1180.
66. *Кудря А. В.* Решение обратной задачи гравиметрии по гармоническим моментам гравитационного поля.— ДАН СССР, 1972, т. 205, № 3, с. 574—577.
67. *Кудрявцев Ю. И.* Определение массы и глубины центра массы тела произвольной формы по гравитационным аномалиям.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. физ. и геол. наук, 1975, вып. 25, с. 60—77.
68. *Кун Т.* Структура научных революций. М.: Прогресс, 1977. 300 с.
69. *Лазарев П. П.* Исследования по практической сейсмометрии.— Журн. прикл. физики, 1926, т. 3, вып. 3/4, с. 289—302.
70. *Лазарев П. П.* О методах интерпретации магнитных наблюдений, примененных в области Курской магнитной аномалии в 1918—1927 гг.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1939, № 3, с. 235—246.
71. *Лазарев П. П.* Сочинения. Т. 3. Геофизика. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 279 с.
72. *Литвиненко О. К., Макаров В. А.* Решение прямой трехмерной задачи гравиразведки для трехмерных тел (сейсмических структур) с помощью электронных машин.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 33, с. 155—160.
73. *Логачев А. А.* Курс магниторазведки. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 303 с.
74. *Логачев А. А.* Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М.: Госгеолиздат, 1955. 147 с.
75. *Логачев А. А.* Магниторазведка. 2-е изд. М.: Гостоптехиздат, 1962. 360 с.
76. *Люстих Е. Н.* Несколько схем механических интеграторов.— ДАН СССР, 1937, т. 15, вып. 1, с. 9—11.
77. *Люстих Е. Н.* Механический интегратор для вычисления аномалий силы тяжести.— Тр. ВКГР, 1938, вып. 13(20), с. 5—12.
78. *Ляпунов А. А.* Об одном критерии для проверки интерпретации гравитационных наблюдений.— ДАН СССР, 1955, т. 102, вып. 2, с. 265—266.
79. *Магницкий В. А.* Основные вопросы геологического истолкования гравиметрических и геодезических данных.— Тр. МИГАИК, 1950, вып. 8, с. 42—57.
80. *Малкин Н. Р.* Интеграторы силы тяжести по заданному в горизонталях рельефу возмущающих масс.— ДАН СССР. Сер. А, 1932, № 13.
81. *Миков Д. С.* Определение величины и направления интенсивности намагничения возмущающих тел по результатам магнитной и гравитационной съемки.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1952, № 5, с. 55—56.
82. *Миков Д. С.* Определение направления намагниченности возмущающих тел по результатам магнитной съемки.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 5, с. 418—423.
83. *Миков Д. С.* Практические приемы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий прямыми методами.— Разведка недр, 1954, № 5, с. 25—36.
84. *Миков Д. С.* Методы интерпретации магнитных аномалий. 2-е изд. Томск. Изд-во Том. ун-та, 1975. 179 с.
85. *Михайлов А. А.* Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. М.; Л.: ГТТИ, 1933. 396 с.
86. *Михлин С. Г.* Линейные уравнения в частных производных. М.: Высшая школа, 1977. 431 с.
87. *Мудрецова Е. А.* Метод расчета градиентов силы тяжести при подземных измерениях.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 1, с. 116—125.
88. *Нападенский Г. Б.* Некоторые вопросы интерпретации гравитационных

и магнитных аномалий с использованием трансформации: Дис. . . . канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1978.
89. *Неволин Н. В.* Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М.: Недра, 1965. 134 с.
90. *Неволин Н. В., Серова А. Д., Козлова Е. С.* Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971. 118 с.
91. *Никонова Ф. И., Цирульский А. В.* О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5, с. 37—46.
92. *Нумеров Б. В.*— Бюл. Астрон. ин-та, 1927, № 15.
93. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры (континентальная часть). Киев: Наук. думка, 1973. 219 с.
94. *Павленкова Н. И.* Комплексная интерпретация данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2, с. 38—46.
95. *Полонский А. М.* Оценка запасов прямыми методами интерпретации по данным магниторазведки.— Разведка и охрана недр, 1960, № 6, с. 30—35.
96. *Попов А. А.* Использование данных наземных измерений магнитного поля при оценке запасов руд магнетитовых месторождений.— В кн.: Методика и техника разведки. Л.: Недра, 1965, № 52, с. 67—75.
97. *Прис Г. В.* Возможности количественной интерпретации индуктивных аномалий на низкой частоте.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 1, с. 67—75.
98. *Рапопорт И. М.* О плоской обратной задаче теории потенциала.— ДАН СССР, 1940, т. 28, № 4, с. 305—307.
99. *Смолицкий Х. Л.* Обобщение одного критерия для проверки интерпретации гравитационных аномалий.— ДАН СССР, 1956, т. 106, № 2, с. 237—238.
100. *Соболев В. В.* Нахождение гармонических моментов возмущающих масс и аналитическое продолжение трехмерных потенциальных полей.— В кн.: Вопросы рудной геофизики Сибири. Новосибирск: 1968, с. 8—21.
101. *Соловьев О. А.* Способ определения отношения J/σ косонамагниченных тел произвольной формы по значениям Z и Δg.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1960, вып. 1.
102. *Соловьев О. А., Романов В. Г.* Некоторые вопросы частотного анализа магнитных и гравитационных аномалий на электронных цифровых машинах.— Тр. ИГиГ, 1963, вып. 21, с. 89—101.
103 *Соловьев О. А.* Использование интегральных преобразований при анализе магнитных и гравитационных аномалий на примере некоторых железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области: Дис. ... канд. физ.-мат. наук: Новосибирск: ИГиГ, 1962. 189 с.
104. *Сорокин Л. В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М.: Гостоптехиздат, 1953. 484 с.
105. Справочник геофизика. Т. 5. Гравиразведка. М.: Гостоптехиздат, 1968. 512 с.
106. *Страхов В. Н.* Определение некоторых основных параметров намагниченных тел по данным магнитных наблюдений.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 2, с. 144—156.
107. *Страхов В. Н.* Очерки по теории интерпретации магнитных аномалий.— Тр. МГРИ, 1958, т. 32, с. 107—127.
108. *Страхов В. Н.* К теории двумерной задачи магниторазведки.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 2, с. 244—253.
109. *Страхов В. Н.* Интегральные методы интерпретации магнитных аномалий Δz одного знака.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 4, с. 520—529.
110. *Страхов В. Н.* Об определении отношения J/σ косонамагниченных двухмерных тел.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2, с. 333—335.
111. *Страхов В. Н.* О применении формул Парсеваля из теории преобразо-

ваний Фурье к интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— Геология и геофизика, 1963, № 10, с. 141—157.
112. *Страхов В. Н.* К теории плоской обратной задачи магнитного потенциала при переменной намагниченности.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 3, с. 44—58.
113. *Страхов В. Н.* Некоторые вопросы плоской обратной задачи магнитного потенциала.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 9, с. 44 —58.
114. *Страхов В. Н.* Некоторые вопросы плоской задачи гравиметрии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 12, с. 32—43.
115. *Страхов В. Н.* Об обратной задаче логарифмического потенциала для контактной поверхности.— ДАН СССР, 1971, т. 200, № 4, с. 813—820.
116. *Страхов В. Н.* Теория приближенного решения линейных некорректных задач в линейных топологических пространствах и ее использование в разведочной геофизике. ИФЗ АН СССР. М., 1971. 260 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ 1.12.70, № 3352—71 Деп.
117. *Страхов В. Н.* Некоторые применения функционально-аналитических методов в математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1972, 762 с.
118. *Страхов В. Н.* К вопросу о единственности решения плоской обратной задачи теории потенциала.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 2, с. 38—49.
119. *Страхов В. Н.* К вопросу о неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии.— В кн.: Прикл. геофизика, вып. 69. М.: Недра, 1972, вып. 69, с. 115—140.
120. *Страхов В. Н.* К теории структурной гравиметрии.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1972, вып. 68, с. 119—138.
121. *Страхов В. Н.* Методы аналитического продолжения двухмерных потенциальных полей в области нижней полуплоскости и их использование для нахождения высших произвольных и комплексных моментов источников.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 1, с. 58—79.
122. *Страхов В. Н.* Некоторые примеры эквивалентности и слабой единственности в плоской обратной задаче потенциала.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 5, с. 39—62.
123. *Страхов В. Н.* Об одном подходе к решению обратной задачи гравиметрии и магнитометрии.— ДАН СССР, 1973, т. 212, № 6, с. 1339 — 1342.
124. *Страхов В. Н.* К теории обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 6, с. 39—60.
125. *Страхов В. Н.* К теории биполярного анализа двухмерных потенциальных полей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 8, с. 56—74.
126. *Страхов В. Н.* К теории логарифмического потенциала при переменной плотности возмущающих масс.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 12, с. 64—81.
127. *Страхов В. Н.* Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений.— В кн.: Перспективы развития методов геологической интерпретации гравитационных аномалий. М., 1976. 55 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ 07.10.75, № 3053—76 Деп.
128. *Страхов В. Н.* Интегральные уравнения некоторых обратных задач теории логарифмического потенциала.— ДАН УССР. Сер. Б., 1976, № 2, с. 129—133.
129. *Страхов В. Н.* Об интегральных и функциональных уравнениях некоторых обратных задач логарифмического потенциала и их значении при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 3, с. 54—66.
130. *Страхов В. Н.* К теории метода искусственного подмагничивания.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 56—74.
131. *Страхов В. Н.* Использование методов теории функций комплексного

переменного при решении трехмерных прямых задач гравиметрии и магнитометрии.— ДАН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 70—73.
132. *Страхов В. Н.* О решении прямой двухмерной задачи гравиметрии.— ДАН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 310—313.
133. *Страхов В. Н.* Об общих решениях обратных задач гравиметрии и магнитометрии.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 4, с. 105 —118.
134. *Страхов В. Н., Пучков Е. П.* Аналитическое продолжение двухмерных потенциальных полей методом биполярных координат (теория и алгоритмы).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 7, с. 40—55.
135. *Страхов В. Н., Пучков Е. П.* Использование аналитического продолжения двухмерных потенциальных полей методом биполярных координат для решения обратной задачи магнито- и гравиразведки.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 8, с. 41—62.
136. *Страхов В. Н., Лапина М. И., Кузнецова О. А.* О прямых задачах гравиметрии и магнитометрии.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1974, вып. 74, с. 106—124.
137. *Страхов В. Н., Лапина М. И.* Определение интегральных характеристик возмущающих масс аппроксимационным методом в задачах гравиметрии и магнитометрии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 4, с. 59—66.
138. *Страхов В. Н., Лапина М. И.* Приближенная эквивалентность и ее использование при решении прямой и обратной задачи гравиметрии и магнитометрии.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1975, вып. 80, с. 149—176.
139. *Страхов В. Н., Лапина М. И.* О неоднозначности решения обратной задачи магнитометрии.— В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с. 185—200.
140. *Страхов В. Н., Нефедова Н. Ю.* Определение интегральных характеристик железорудных объектов по магнитным аномалиям.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1976, вып. 84, с. 147—162.
141. *Страхов В. Н., Нефедова Н. Ю.* Определение суммарной массы и координат центра тяжести и железорудных объектов по гравитационным аномалиям.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1976, вып. 81, с. 119—145.
142. *Страхов В. Н., Лапина М. И.* К вопросу о точности определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел.— В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с. 157—166.
143. *Страхова Н. А.* Некоторые численные методы решения прямой задачи гравиразведки для слоистых сред.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10, с. 140—150.
144. *Тяпкин К. Ф.* Интерпретация гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. М.: Госгеотехиздат, 1961, ч. I; 1962, ч. II.
145. *Тяпкин К. Ф.* Интерпретация магнитных аномалий, обусловленных пластообразными телами и контактами. М.: Недра, 1973. 223 с.
146. *Федорова Н. В., Цирульский А. В.* К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 10, с. 61—72.
147. *Фотиади Э. Э.* Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований.— Геология и геофизика, 1961, № 10, с. 28—41.
148. *Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геология и геофизика, 1962, № 10, с. 5—19.
149. *Цирульский А. В.* О некоторых свойствах комплексного логарифмического потенциала однородной области.— Ивз. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 7, с. 1072—1076.
150. *Цирульский А. В.* О связи задачи об аналитическом продолжении логарифмического потенциала с проблемой определения границ возмущаю-

щей области.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 1, с. 1693 — 1696.
151. *Цирульский А. В.* О единственности решения обратной задачи теории потенциала.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 6, с. 60—65.
152. *Цирульский А. В.* О решении прямой и обратной задачи гравиразведки.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7, с. 84—90.
153. *Цирульский А. В., Сиротин М. И.* К вопросу об аналитическом продолжении логарифмического потенциала.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 1, с. 105—109.
154. *Чередниченко В. Г.* О разрешимости «в малом» обратной задачи логарифмического потенциала.— Дифференциальные уравнения, 1975, т. 11, № 1, с. 161—168.
155. *Чередниченко В. Г.* Определение плотности тела по заданному потенциалу.— Дифференциальные уравнения, 1976, т. 12, № 1, с. 144—147.
156. *Чередниченко В. Г.* Обратная задача для потенциала слоистых сред в двухмерном случае.— В кн.: Дифференциальные уравнения, 1978, т. 14, № 1, с. 140—147.
157. *Чернова Е. Д.* О выделении локальных структур методом совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 2, с. 159—166.
158. *Шалаев С. В.* Применение функций комплексного переменного при геологическом истолковании гравитационных и магнитных аномалий.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1960, вып. 1.
159. *Шапошникова Н. Ю.* Вопросы теории и методики определения интегральных характеристик локальных возмущающих объектов по гравитационным и магнитным аномалиям: Дис. ... канд. тех. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1978.
160. *Шеремет О. Г.* Разработка методов комплексной интерпретации гравитационного и магнитного полей: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1973.
161. *Шванк О. А., Люстих Е. Н.* Интерпретация гравитационных наблюдений. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1947. 400 с.
162. *Шмидт О. Ю.* Математическое определение тяжелых подземных масс по наблюдениям вариометром Этвеша.— Тр. Особой комиссии по изучению КМА, 1925, т. 6, с. 51—64.
163. *Baranov V.* A new method for interpretation of aeromagnetic maps; pseudogravimetrique anomalies.— Geophysics, 1957, vol. 22, N 2, p. 359—383.
164. *Gamburzev G.* Beitrag zur Frage der Ursache der Kursker magnetische und gravitationsanomalie. 1 Mitteilung, Bestummung der Elementen eines durch einen unendlich langen homogenen Zylinder hervorgerufenen magnetischen Feldes und eines Gravitationsfeldes.— Gerl. Beitr. zur Geophysik., 1928, Bd. 19, H. 2, S. 78—86.
165. *Gamburzev G.* Mechanische Integration zur Auswertung von Beobachtung an gestörten Schwer- und Magnetfeldern. Gerlands Beitr. Geophys., 1929, Bd. 24, H. 2/3, S. 83—93.
166. *Gamburzev G., Polikarpov M.* Beitrag zur Frage nach der Ursache der Kursker magnetischen und gravimetrischen Anomalie. 2 Mitteilung.— Ibid., 1928, Bd. 19, H. 2, S. 219—230.
167. *Etvös R.* Comptes Rendus de séances de la quinzieme conférence générale de l'Association géodésique internationale, 1908, p. 392.
168. *Kaselitz F.* Ein neuer Integrator zur Berechnung von Schwerewerten.— Ztschr. Geophys., 1932, H. 2/3, Bd. 8, p. 191—195.
169. *Kogbetlianz F. G.* Quantitative interpretation of maps of magnetic and gravitational anomalie by mathematical methods.— Quart. Appl. Math., 1945, vol. 3, p. 55—75.
170. *Kogbetlianz F. G.* Estimating depth and excessmass of point—sources end horizontal line — sources in gravity prospecting.— Geophysics, 1946, vol. 11, N 2, p. 195—210.

171. *Lancaster-Jons. E.* The computation of Eötvös gravity effects.— Geophys. Prospect., 1929.
172. *Picht J.* Uber neue Integraphen der Askaniawerke A. G.— Ztschr. Instrumentenkunde, 1932, H. 7.
173. *Talwani M., Ewing M.* Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape.— Geophysics, 1960, vol. 25, N 1, p. 203—225.

•

УДК 550.834+550.343.62(09)

А. В. Николаев

Г. А. ГАМБУРЦЕВ — СЕЙСМОЛОГ-ЭКСПЕРИМЕНТАТОР

Имя Г. А. Гамбурцева связано с этапом развития отечественной геофизики и в первую очередь экспериментальной сейсмологии, охватывающим 25-летнюю историю с 30-х до середины 50-х годов. Это время отмечено поисками и становлением новых методов сейсмической разведки и сейсмологии. Корреляционный метод преломленных волн, высокочастотная и низкочастотная сейсмика, глубинное сейсмическое зондирование, новые методы изучения волновых полей от взрывов и землетрясений, сейсмические просвечивания и прогноз землятрясений — вот основные вехи пути, по которому шел отряд отечественных геофизиков, возглавляемый Г. А. Гамбурцевым.

При всей условности разделения науки на теоретическую и экспериментальную можно твердо сказать, что Г. А. Гамбурцев — ученый-экспериментатор. И не потому, что он не владел теорией, напротив, Г. А. Гамбурцев прекрасно ею владел и применял в меру необходимости, а потому, что сам предмет исследований — Земля — сложен и неформален, плохо описывается простыми моделями, требует проведения активно планируемых полевых наблюдений, интуиции, риска, темперамента.

Активные наблюдения с применением искусственных источников, по определению Г. А. Гамбурцева, отличают экспериментальную сейсмологию от общей сейсмологии, занимающейся прогнозом землятрясений [11]. Сейчас понятие «экспериментальная сейсмология» имеет более широкий смысл — это область сейсмологии, использующая данные, полученные экспериментальным путем. Сюда относятся исследования распространения сейсмических волн, строения Земли, очагов землетрясений, сейсмического режима, прогноза землетрясений и другие вопросы.

Работам по прогнозу землетрясений в 30—50-х годах предшествовали сейсмологические исследования начала века. Они во многом предопределили направления развития методов, технику наблюдений, теоретические исследования. Сложным оказался путь развития основных методов экспериментальной сейсмологии. Даже

сейчас многие незавершенные начинания и идеи кажутся перспективными и многообещающими; другие, казалось бы ясные в свое время факты подверглись пересмотру и в настоящее время почти забыты.

В этом очерке сделана попытка проследить развитие основных идей Г. А. Гамбурцева в области экспериментальной сейсмологии: корреляционном методе преломленных волн (КМПВ) и методе удаленных взрывов (МУВ), глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ) и сейсмических просвечиваниях, прогнозе землетрясений, аппаратуре и методах исследования волновых полей.

Корреляционный метод преломленных волн и метод удаленных взрывов. Основы КМПВ были разработаны в Институте теоретической геофизики в 1938—1940 гг. В начале 30-х годов в разведочной геофизике получил широкое развитие метод первых вступлений. Этот метод использует только времена пробега преломленных волн, выходящих в первые вступления. Таким образом, отдельные волны прослеживаются на коротких участках, само прослеживание, т. е. корреляция, по существу, не требуется, так как из кинематических данных и априорных соображений ясно, что первые волны являются преломленными и кажущиеся скорости находятся в строгой зависимости от скоростей граничных. Это предопределяло методику работ — использование достаточно мощных взрывов и высокой чувствительности каналов, чтобы выделить вступление, низкие требования к идентичности характеристик. Ставились как профильные, так и площадные наблюдения, интерпретировались годографы и карты изохрон. Успехи применения метода первых вступлений позволили уже в начале 30-х годов широко внедрить его в практику [28]. Широкое опробование метода и развитие регистрирующей аппаратуры, с одной стороны, успехи использования корреляционных принципов в методе отраженных волн (МОВ) — с другой, позволили разработать основы корреляционного метода преломленных волн [8, 9].

В основе КМПВ лежит идея прослеживания в последующих вступлениях преломленных — «минтроповских» — волн. Сегодня идея прослеживания волн в последующих вступлениях кажется простой и естественной — именно это является огромной заслугой Г. А. Гамбурцева. Вместе с тем перейти от нечитаемых сейсмограмм к чтению их последующей неразборчивой и интерферирующей записи — дело далеко не простое. Г. А. Гамбурцевым были сформулированы критерии фазовой корреляции волн и организации системы наблюдений, сохранившиеся практически без изменений до настоящего времени.

Естественно, что использование последующих вступлений записи потребовало разработки своих приемов наблюдений, интерпретации интерференционных участков записей, создания новых схем наблюдений. Основы решения этих задач были разработаны в течение нескольких лет и обобщены в монографии, изданной под руководством Г. А. Гамбурцева в 1952 г. [14]. Новые воз-

можности метода связаны с существенным увеличением интервалов прослеживаемости волн. Это позволило применить сложные системы наблюдений с перекрытиями, встречные и нагоняющие, что обеспечило возможность последовательного восстановления криволинейных сейсмических границ и определения граничных скоростей. Разработанный Ю. В. Ризниченко метод полей времен обеспечил интерпретацию годографов преломленных волн для самых разнообразных сейсмогеологических условий и систем наблюдений.

Основной путь дальнейшего совершенствования метода Г. А. Гамбурцев видел в разработке его теоретических основ. Его работа об излучении сейсмических волн движущимся источником является первой в этом направлении [10]. В дальнейшем методы развития указанной прямой задачи развивались другим путем, на основе решения волнового уравнения в лучевом приближении [30]. Решение прямой задачи показало, что скользящая вдоль границы волна обладает сравнительно слабой излучающей способностью. Этот результат никак не соответствовал богатому опыту практических работ на преломленных волнах. Вслед за этим был найден механизм энергетической «подпитки» преломленных волн, основанный на слабой рефракции в преломляющем слое, связанной с небольшим увеличением скорости с глубиной [30]. В дальнейшем было установлено, что возможны и другие механизмы, повышающие излучающую способность скользящей волны — случайная рефракция на мелкомасштабных горизонтальных неоднородностях и на шероховатом рельефе границы [26, 34].

Применение КМПВ в сейсмической разведке пережило, с нашей точки зрения, три периода. Первый — 40-е — середина 50-х годов. Это внедрение метода в производство, постановка работ по КМПВ в различных сейсмогеологических условиях, комплексирование КМПВ и МОВ. В это время научно-методическое руководство работами было сконцентрировано в Геофизическом институте АН СССР. Постановке производственных наблюдений предшествовала опытно-методическая работа. При этом значительная роль отводилась правильному выбору систем, площадным наблюдениям, учету сложного двумерного рельефа преломляющих границ и горизонтальных вариаций скоростей. Второй этап — середина 50-х — конец 60-х годов — широкое применение метода. Этот этап отмечен спадом научно-исследовательских и опытно-методических работ по КМПВ, принятием основных догм и формализацией методики. Использование КМПВ в производстве вызвало его корректировку. Прежде всего площадные системы наблюдений заменили профильными, как более простыми для постановки и формальной интерпретации. Вместе с тем предположение о цилиндрическом характере преломляющих границ, лежащее в основе интерпретации проводимых наблюдений, дает явно неудовлетворительные результаты в районах со сложным геологическим строением и при решении детальных задач. Третий период развития — 70-е годы — отмечены спадом работ по КМПВ.

Это связано с широким внедрением метода общей глубинной точки (МОГТ) в разведку отраженными волнами, его сравнительно высокими разведочными возможностями и эффективностью. По существу, КМПВ нуждается в такой модернизации, как и МОВ: автоматизации интерпретации, применении интерференционных систем. Вместе с тем МОГТ в значительной мере использовал ресурс развития сейсмической разведки, а КМПВ, оставшись на уровне начала 60-х годов, был повсеместно оттеснен на второй план или вытеснен вообще.

Думая о дальнейшем применении КМПВ, надо исходить из того, что метод имеет значительный запас развития, связанный с переходом к площадным системам наблюдения, применением современной техники регистрации и обработки данных, разработкой новых приемов интерпретации, базирующихся на трехмерно-неоднородной модели среды, содержащей как крупные детерминированные, так и мелкомасштабные случайные неоднородности. При этом в первой стадии развития КМПВ требуется просто вернуться назад к середине 50-х годов, когда его развитием руководил Г. А. Гамбурцев, к применению площадных систем наблюдений, тщательному изучению структуры волнового поля, использованию динамических характеристик волн, комплексированию методов.

Метод удаленных взрывов. Идея применения удаленных взрывов для изучения верхней части разреза была высказана Г. А. Гамбурцевым в 1949 г. [8; 339—344] и в свое время не получила должного развития. Вместе с тем она чрезвычайно плодотворна и только теперь получила некоторое развитие благодаря работам Института физики Земли АН СССР [23—25]. Схема метода проста: первые волны от удаленного источника (взрыва) выходят к верхней части среды как головные, преломленные на глубоких границах. Поскольку ниже границы фундамента среда сравнительно однородна, передний фронт волны представляет собой сравнительно ровную поверхность, которая может быть аппроксимирована плоскостью в пределах сравнительно небольших участков отдельных профилей. Проходя через неоднородную осадочную толщу, фронт волны искажается, причем эти искажения несут информацию о горизонтальных неоднородностях — изменении толщины слоев, локальных изменениях скоростей. Существенные особенности метода состоят в том, что он, во-первых, «нечувствителен» к горизонтально однородным структурам, но способен хорошо выявлять горизонтальные неоднородности и, во-вторых, должен использовать тем более длинные волны, чем более удален взрыв. По-видимому, обе эти особенности вызвали недоверие к методу, бытовавшее почти 25 лет.

Рассмотрим эти особенности ближе. Естественно, изменение скорости с глубиной и характеристики горизонтально-однородного разреза — это важная информация о среде. Вместе с тем характеристики вертикального разреза часто имеют хорошую устойчивость по исследуемой площади, а отклонение от идеальной слои-

стости, т. е. горизонтальная неоднородность,— это и есть та характеристика, которая связана с залежами полезных ископаемых (локальными аномалиями свойств среды). Естественно, трудно согласиться мыслить категориями отклонения свойств среды от неизвестного среднего, так как весь опыт геологии учит нас сначала изучить разрез, а затем описать его пространственные вариации. Тем не менее этот шаг должен быть предпринят. За последние пять лет в сейсмологии получил широкое распространение так называемый метод АКХ [1] построения трехмерной картины аномалии скоростей сейсмических волн по данным наблюдений времен пробега волны P от удаленных землетрясений на площадных сейсмических группах [32]. Применение метода к данным сейсмологигических наблюдений в разных районах позволили откартировать аномалии скоростей распространения продольных и поперечных волн в литосфере на глубинах до 200 км, при этом интервалы эпицентральных расстояний составляли 2—10 тыс. км.

Применение сравнительно длинных волн и небольших площадок регистрации позволяет дать лишь статистическую интерпретацию наблюдений, поскольку многочисленные мелкие неоднородности являются в этом случае рассеивающими объектами. По наблюдениям на площадных группах 1 км × 1 км в Припятском прогибе с использованием источников, удаленных на расстояние 200—300 км, удалось установить, что в верхней части фундамента сосредоточены скоростные аномалии, характерный размер которых составляет 200—400 м, а контраст 2—3%. Естественно, переход к длинным волнам приводит к уменьшению разрешенности сейсмических записей, при этом влияние мелкомасштабных элементов постепенно уменьшается. Отсюда возникает убеждение, что длинные волны неприменимы для детальных сейсмических исследований. Это утверждение и заставляет отрицать целесообразность использования длиннопериодных волн от удаленных источников. Дело, однако, не только в частотном диапазоне зондирующих сигналов, но и в динамическом диапазоне их регистрации. Эти две характеристики связаны между собой определенными «соотношениями обмена», и потери в частотном диапазоне могут быть компенсированы увеличением динамического диапазона [25]. При этом необходимо провести особую обработку зарегистрированных сигналов, которую сейчас разрабатывают.

Чтобы получить высокий динамический диапазон при больших удалениях источников, необходимо либо применять большие заряды (здесь есть свои ограничения), либо производить многократные действия и накапливать регистрируемые сигналы. В последнем случае взрывы уже становятся неприменимы. Такая техника возможна только с использованием невзрывных источников — импульсных и вибрационных излучателей.

В Институте физики Земли АН СССР разрабатывается метод вибрационного просвечивания Земли, в числе задач которого —

[1] Метод назван по начальным буквам фамилий авторов: Аки, Кристоффферсона, Хьюсби [32].

изучение верхней части разреза при больших расстояниях приборов от излучателей. Многократным повторением действия источника может быть достигнут большой динамический диапазон, специальной обработкой записей он будет превращен в их высокую разрешенность, что эквивалентно расширению спектра зарегистрированного сигнала, а затем будут расшифрованы кинематические и динамические характеристики отдельных типов волн и построена трехмерная модель среды. Ожидается, что разведочные возможности метода в таких условиях, как экранирование залежей слоем вечномерзлых пород или траповыми покровами, по-видимому, окажутся гораздо выше, чем возможности традиционных методов, использующих преломленные и отраженные волны.

Возвращаясь назад, к истоку метода и работе Г. А. Гамбурцева над применением удаленных взрывов приходится отметить, что этой работе в свое время было уделено незаслуженно мало внимания. Метод интерпретации, аналогичный АКХ, или несколько упрощенный, мог быть развит и в 50-х годах. По-видимому, решающую роль сыграло здесь то, что сам Г. А. Гамбурцев, видя трудности применения метода, планировал его широкое развитие на более позднее время.

Глубинное сейсмическое зондирование. Существовавший к концу 40-х годов опыт сейсмологии и сейсморазведки давал противоречивые оценки относительно возможности применения взрывов для изучения больших глубин: с одной стороны — взрыв 1800 т ТНТ в Коркино под Челябинском (1936 г.), давший возможность исследовать мощность земной коры на больших расстояниях от источника [8, с. 348—356], с другой — запись на расстоянии 32 км пятикилограммового взрыва аммонита. Ясно, что активный метод зондирования земной коры не может базироваться на использовании тысячетонных взрывов. Г. А. Гамбурцев проводит в 1948 г. первые работы по изучению земной коры с помощью взрывов в десятки — сотни килограмм, вернее работы по выяснению возможностей таких исследований. Эксперименты велись с большой долей творческого риска и были направлены на решение принципиального вопроса — возможно или невозможно? По существу, начало работ по ГСЗ было связано с решением задачи увеличения дальности регистрации до 200—300 км. Это было достигнуто применением сравнительно небольших зарядов, несколько десятков — первые сотни килограмм ВВ, переходом к низким частотам регистрации и группированием приборов.

Работы в 1949—1950 гг., 1953 г., проведенные в Юго-Восточном Казахстане и Киргизии, и в 1952 г. в Туркмении дали уникальный экспериментальный материал, впервые показавший тонкую структуру полей сейсмических волн, связанных с основными границами в земной коре, и позволивший сразу существенно уточнить скоростную модель, найти ее типовые черты. Можно считать, что этими работами и была завершена закладка фундамента метода ГСЗ, все дальнейшие исследования в этом направлении яви-

лись развитием и совершенствованием отдельных методических и технических вопросов [8, с. 273—285, 292—303; 15, 16].

По данным ГСЗ, в Туркмении было проведено сопоставление положений очагов слабых землетрясений со строением земной коры и этим открыта новая область геофизики, связанная с изучением физики очага и прогнозом землетрясений [8, с. 315—338].

Начиная с середины 50-х годов работы по глубинному сейсмическому зондированию проводятся в разных районах Советского Союза; особый размах они приобретают в Восточном районе Европейской части СССР, где выполняются ВНИИГеофизикой под руководством Ю. А. Година [18]. К 1965 г. профили ГСЗ составляют в общей сложности около 50 тыс. км, к этому времени накоплен большой опыт наблюдений и интерпретации данных в самых различных по географии и геологическому строению районах, не только на континенте, но и на океане.

Увеличение информации, как это часто бывает, выявило недостатки излишне схематизированных моделей и повлекло к пересмотру представлений о строении земной коры и верхней мантии, вызвало к жизни слоисто-блоковую и случайно-неоднородную модели коры и мантии [3, 21, 26].

В зависимости от обстоятельств, метод ГСЗ претерпел ряд изменений и модификаций. Так, в странах Европы, США, Канаде, работы по изучению земной коры и мантии были ориентированы главным образом на использование карьерных взрывов; фрагментарные по своей постановке исследования были зато объединены единым проектом «Explosion seismology», в рамках которого в 60—70-х годах был выполнен большой объем исследований по более или менее унифицированной методике; получены детальные данные о строении земной коры в Европе [33]. Применительно к труднодоступным условиям Сибири группой ученых СО АН СССР под руководством Н. Н. Пузырева разработана модификация метода ГСЗ — метод точечных зондирований, использующий отдельные небольшие профили на разных интервалах прослеживания основных типов волн и поверхностные взрывы авиабомб, сбрасываемых с самолета.

В настоящее время метод ГСЗ переживает период перехода на невзрывные вибрационные источники. Это развитие идет двумя путями: 1) работы на длинных профилях, ориентированные на использование преломленных и закритически отраженных волн от глубинных границ [2]; 2) зондирование земной коры отраженными волнами. Исследования на отраженных волнах ведутся методом общей глубинной точки. Эти работы поставлены в 1976 г. в США и ведутся в рамках проекта COCORP («Consorcium for Continental reflection Profiling») [2]. О постановке работ по глубинным просвечиваниям отраженными волнами писал Г. А. Гамбурцев в одной из первых работ по ГСЗ: «Мы не оставляли мысли, что для глубинного зондирования следует применять и отраженные волны» [8, с. 273—285]. Таким образом, виток спирали развития ГСЗ замкнулся почти через 30 лет после начала работ:

сейчас экспериментальная сейсмология вступила в фазу использования для глубинных зондирований управляемых сейсмических источников, способных посылать в землю строго дозированные, пространственно и частотно организованные порции энергии. Многоточечные приемные системы, применение группирования излучателей и приемников, глубокая цифровая обработка данных на ЭВМ — вот отличительные особенности ГСЗ 80-х годов. Но в своей основе метод остается тем же. Сходство частотного диапазона и облика сейсмограмм говорит о том, что основные параметры, по существу, не изменились за 30 лет [2].

Прогноз землетрясений. Ашхабадское землетрясение 1948 г. явилось началом нового этапа развития сейсмологии — этапа, направленного на решение центральной задачи — прогноза землетрясений, этапа технического и методического перевооружения. Работы по прогнозу землетрясений были поставлены и возглавлены Г. А. Гамбурцевым. По существу, этими работами был открыт новый, современный этап развития сейсмологии.

Исследования по сейсмологии и прогнозу землетрясений — последние работы Г. А. Гамбурцева. Он начал их, имея огромный опыт работ по сейсмической разведке, работ самого разного масштаба — от высокочастотной сейсмики до глубинного сейсмического зондирования — и характера — от теоретических исследований по распространению сейсмических волн до создания новых сейсмических приборов, новых методов их расчета. В работы по прогнозу землетрясений Г. А. Гамбурцев принес весь свой опыт ученого, опыт, накопленный к тому времени сейсмической разведкой. Соединение двух направлений — сейсмологии и сейсморазведки — в первые же годы дало существенные результаты: новая аппаратура и методика наблюдений, новые методы интерпретации и взгляд на сейсмические процессы предопределили направление развития новой области экспериментальной сейсмологии — прогноза землетрясений.

Идея прогноза землетрясений, широко обсуждавшаяся сейсмологами в начале века [19], была почти оставлена с начала 20-х до конца 40-х годов. Возможно, что это было связано с относительным «сейсмическим покоем» между землетрясениями в Канто в 1923 г. и в Ашхабаде в 1948 г. Так или иначе, в 1948 г. надо было начинать сначала — организовывать работы по изучению процесса подготовки землетрясений, физике очага, поискам предвестников сильных землетрясений. В 1949 г. организовывается Гармская сейсмологическая экспедиция Геофиан, перед которой поставлена задача детального изучения землетрясений в одном из самых сейсмически активных районов Советского Союза. В 1954 г. эта экспедиция преобразуется в постоянно действующую Таджикскую комплексную сейсмологическую экспедицию, начальником которой становится Григорий Александрович Гамбурцев. С деятельностью этой экспедиции (в настоящее время — Комплексная сейсмологическая экспедиция ИФЗ АН СССР) связаны основные вехи развития работ по прогнозу землетрясений.

К 1949 г. сейсмология обладала опытом общего изучения сравнительно сильных землетрясений. Редкая сеть сейсмических станций, плохая изученность условий распространения сейсмических волн снижали эффективность наблюдений. Новые сейсмологические наблюдения были построены иначе: приблизиться к очагу землетрясения, обнаружить и точно локализовать очаг землетрясения, определить направления подвижек; исследовать особенности сейсмического режима области подготовки очага землетрясения; выявить аномалии хода фона микротолчков и микросейсмических помех, скоростей сейсмических волн, медленных движений земной поверхности, ее наклонов и деформаций; увидеть в этих закономерностях приближение сильного землетрясения — вот проблемы, исследование которых было начато в Гармском районе, а затем продолжено на многих прогностических полигонах в Советском Союзе и за рубежом.

Только экспериментальные исследования позволяют решить эти и многие другие вопросы. Гармская экспедиция и Таджикская комплексная сейсмологическая экспедиция развернули широкий комплекс исследований в этих новых направлениях [8, с. 400—426]. Программа, которая лежала в основе этих исследований, была опубликована в начале 1955 г. [13]. Эта программа и доклад о прогнозе землетрясений на заседании Президиума АН СССР в 1955 г. [11] содержат широкую комплексную программу прогноза землетрясений, перечень проблем, их геологическое и геофизическое обоснование и перспективы развития. По существу, за минувшие 25 лет эта программа осталась в своей основе без изменений. Естественно, некоторые ее разделы были дополнены, а некоторые, такие, как геохимия, изучение электропроводности, магнитного поля и некоторых других физических полей, развиты вновь.

Работы по прогнозу землетрясений пережили несколько этапов. Первый этап — это последние годы прошлого и начало нынешнего века: сейсмические просвечивания в районе Токио, предпринятые М. Омори, теория «сейсмического гистерезиса» Р. Кеведлигетти, попытка сейсмического просвечивания вулканов Италии, формулировка проблем прогноза землетрясений Б. Б. Голицыным [19]. В 1911 г. Постоянная центральная сейсмическая комиссия писала: «Сейсмология значительно приблизила нас к решению вопросов о внутреннем строении земного шара, о влиянии небесных тел на форму нашей планеты, а в последнее время поставлен на научную почву также вопрос о предсказании землетрясений». Далее следует 30-летний спад, сменившийся новым этапом работ по прогнозу землетрясений.

Итогом десятилетних исследований в Гармской области явилась монография «Детальное изучение сейсмичности» [6]. Затем — снова некоторый спад.

Тем не менее в Комплексной сейсмологической экспедиции исследования продолжались. Под руководством И. Л. Нерсесова они получили больший размах и комплексный характер. Гармская сессия 1967 г. продемонстрировала крупные успехи сейсмо-

логии по прогнозу землетрясений [7], на XV Ассамблее МГГС эти работы получили международное признание. С широким распространением советской методики прогнозов связаны успехи исследований в США, Японии, Китае. В попытках прогноза «вперед» (настоящего прогноза, в отличие от прогноза ретроспективного) удачи соседствуют с неудачами.

С 1978 г. работы по прогнозу землетрясений вступают в новую фазу, фазу существенного расширения фронта работ, организации новых прогностических полигонов, проверки предвестников землетрясений в различных тектонических и сейсмогеологических условиях. В настоящее время программа прогноза землетрясений является центральной программой, объединяющей геофизику, геологию и геохимию — все науки о твердой Земле.

Работы по прогнозу землетрясений ведутся многими геофизическими и сейсмологическими институтами Академии наук СССР и академиями союзных республик. В основе современной программы лежат положения, сформулированные 30 лет назад Г. А. Гамбурцевым. Существенно, что и в организационной части работы пошли по указанному Г. А. Гамбурцевым пути: «В работе над проблемой прогноза землетрясений должен быть установлен тесный деловой контакт между Академией наук СССР и академиями наук союзных республик. Ряд тем должен проводиться общими усилиями. При интенсивной совместной работе успех в разрешении поставленной проблемы, несомненно, будет достигнут» [13].

Методы исследования волновых полей. Исследование волновых полей — это основная, первичная задача экспериментальной сейсмологии. Эти методы начали свое развитие в начале века. Первый этап, сейсмологический, был связан с изучением сейсмограмм, полученных на отдельных станциях, «точечными системами». Недостаток системы восполнялся детальностью анализа: трехкомпонентная запись, тщательная градуировка сейсмического канала в абсолютных единицах, изучение поляризационных характеристик волн различных типов и углов выхода сейсмической радиации — вот основные особенности и направления исследования волновых полей.

Сейсмическая разведка, ориентированная на решение конкретных прикладных задач, развила свои методы, основанные на детальном изучении структуры отдельных типов волн. Идеи и требования фазовой корреляции волн, сформулированные Г. А. Гамбурцевым, явились методической основой интерпретации данных МОВ и КМПВ. Именно корреляция волн предопределила требования, предъявляемые к регистрирующему каналу: строгая идентичность, разрешенность записи, частотный диапазон, обеспечивающий высокое отношение сигнал/помеха и пространственную устойчивость формы индивидуальной волны, а также к системам наблюдений: шаг приборов, взаимное расположение источников, приемников, профилей, обеспечивающие непрерывную и замкнутую корреляцию. В соответствии с требованием корреляции сейсмическая разведка разных глубин получила свои индивидуальные

особенности. В высокочастотной сейсмике и сейсмике малых глубин, имеющей дело со сравнительно неоднородными средами, эти требования смягчены и модифицированы [5]. Изменчивость динамических характеристик была использована в качестве информативного критерия для расчленения геологического разреза [6]. Детальный анализ структуры волнового поля средствами группирования (РНП) позволил прослеживать индивидуальные волны и в последующих вступлениях на фоне волн хаотических [12, 22, 27]. Эти новые методы анализа волнового поля были начаты в сейсмической разведке Г. А. Гамбурцевым, продолжены его учениками, а затем перенесены Г. А. Гамбурцевым в сейсмологию.

Корреляционный метод изучения землетрясений (КМИЗ) [8, с. 371—373] — это не только новый метод исследования тонкой структуры волнового поля землетрясений, но и начало новой, современной наблюдательной сейсмологии, так называемой групповой сейсмологии (array seismology) больших сейсмических антенн. Возможно, Г. А. Гамбурцев и не предполагал такого развития этой идеи. Созданный им «угол» для корреляционного прослеживания фаз волн от землетрясений по своим характеристикам (размер, форма, число элементов) соответствует современной среднеапертурной системе типа «Крест» (так называемая английская система), применяемой для обнаружения и распознавания землетрясений и взрывов. Метод поляризационного анализа, основанный на фазовой корреляции волн, зарегистрированных специальной установкой с круговым расположением приборов, дал толчок детальному анализу поляризационных характеристик волн и их идентификации в условиях точечных наблюдений [8, с. 374—377]. В современной сейсмологии этот метод получил свое развитие на основе трехкомпонентных наблюдений и специальной численной обработки сейсмограмм, воссоздающей многотрассовую сейсмограмму азимутальной установки и подвергающей записи более детальному анализу и фильтрации [1, 17, 31].

В изучении частотного состава волнового поля для Г. А. Гамбурцева было характерно стремление расширить диапазон частот в обе стороны, вверх и вниз: перешли к ГСЗ от сейсмической разведки, сдвинули диапазон вниз, в интервал 5—15 Гц; Г. А. Гамбурцев пытался сдвинуть его вниз еще дальше, в область 1—3 Гц: в дальнейшем в методе ГСЗ использовали и эту низкочастотную часть диапазона. Начали регистрировать местные землетрясения, искать предвестники — расширили диапазон традиционной сейсмологии вверх. Вместо канала прямой регистрации Г. А. Гамбурцев использовал высокочувствительный широкополосный канал с усилителем. Это позволило резко поднять эффективную чувствительность станций и увидеть землетрясения в новом свете — на частоте сейсмической разведки. «Установлено, что на записях этих (высокочувствительных) станций в основном фигурируют сейсмические толчки высокой частоты, около 10—30 Гц. Большинство из них не записывается низкочастотной аппаратурой... Это обстоятельство имеет серьезное значение

для изучения сейсмичности районов... В дальнейшем вряд ли стоит идти на слишком большое увеличение частот колебаний. Представляется наиболее перспективным диапазон частот от 5 до 100 Гц, т. е., по существу, тот диапазон, который используется при сейсмической разведке. Если говорить о выделении сейсмических предвестников, то, очевидно, исследования не должны ограничиться только наблюдениями высокочастотных компонентов колебаний. Вопрос может быть поставлен шире и, по-видимому, есть уже предпосылки, чтобы идти в другую сторону, не в область высоких частот, а в область более низких. Для этой цели могут служить сейсмогравиметры и электрические наклономеры, измеряющие вариации наклонов»,— писал Г. А. Гамбурцев в связи с вопросом регистрации и прогноза землетрясений [8, с. 365—367]. Здесь проявляется одна характерная черта Г. А. Гамбурцева-экспериментатора: не только вести исследования разного масштаба, от высокочастотной сейсмики до низкочастотной сейсмологии, но и максимально расширять частотный диапазон, находясь в рамках одного масштаба, одной задачи. Это значит, собирать и использовать всю доступную информацию. Плодотворность этой идеи доказана последующим развитием сейсмологии: действительно, предвестники землетрясений обнаружены в высокочастотных микросейсмах и микротолчках, своеобразном изменении спектров слабых землетрясений в полосе частот 2—40 Гц, в медленных изменениях наклонов и деформаций дневной поверхности.

Развитие сейсмологии и сейсморазведки неизбежно связано с сужением, специализацией исследований, увеличением разобщенности методов. Удивительна универсальность Г. А. Гамбурцева: он внес значительный вклад в сейсмологию и сейсмическую разведку, предложил и развил новые методы исследований различных масштабов, ориентированных на решение разных задач, разработал новые сейсмические и геофизические приборы и создал универсальный метод их расчета, основанный на электромеханических аналогиях. По-видимому, именно здесь и находится ответ на вопрос об универсальности Г. А. Гамбурцева-ученого. Разные проблемы экспериментальной сейсмологии, будь то изучение среды волнами различных типов, в неодинаковых масштабах и условиях, распространение сейсмических волн через сложную среду или прохождение сейсмического сигнала через электромеханическую систему, могут быть поняты и описаны с помощью единого языка — языка колебаний и волн. Глубокое понимание этой общей идеи позволяет развить свои методы для каждой отдельной проблемы.

Основные работы Г. А. Гамбурцева посвящены вопросам экспериментальной сейсмологии. Это связано с двумя причинами. Первая — сейсмология — это экспериментальная наука, имеющая дело со сложными объектами и явлениями. Есть точка зрения, считающая, что теория дает нам закономерности, позволяющие интерполировать и экстраполировать известные явления в область неисследованных параметров. Для сложных объектов и

явлений это продолжение закономерностей простирается на небольшие расстояния и должно опираться на многочисленные опоры — данные, добытые экспериментальным путем. Вторая причина — это склад характера Г. А. Гамбурцева-ученого. Человек глубокого ума, широкого кругозора и огромного творческого темперамента, будучи сейсмологом, должен занимать активную научную позицию и не может не быть экспериментатором.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров С. И.* Методы поляризационной обработки сейсмических сигналов.— В кн.: Региональная разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1979, вып. 22, с. 37—55.
2. *Алексеев А. С., Ряшенцев Н. П.* и др. О вибросейсмическом просвечивании Земли.— Наука в СССР, 1982, № 1.
3. *Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф., Курочкина Р. И.* и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978. 187 с.
4. *Белоусов В. В., Гамбурцев Г. А.* Прогноз землетрясений.— В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 436—443.
5. *Берзон И. С.* Высокочастотная сейсмика. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 302 с.
6. *Бунэ В. И., Гзовский М. В., Запольский К. К., Кейлис-Борок В. И.* Детальное изучение сейсмичности.— Тр. ИФЗ АН СССР, 1960, № 9. 323 с.
7. *Виноградов С. Д., Шамина О. Г.* Гармская сессия КСЭ.— Земли и Вселенная, 1968, № 4, с. 58—64.
8. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 144—159.
9. *Гамбурцев Г. А.* О корреляционном методе регистрации преломленных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1942, № 1/2, с. 26—47.
10. *Гамбурцев Г. А.* О волнах, вызванных движущимся источником в твердой упругой среде.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946, № 1, с. 31—43.
11. *Гамбурцев Г. А.* Развитие экспериментальной сейсмологии в Советском Союзе.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1947, т. 11, вып. 5, с. 409—414.
12. *Гамбурцев Г. А.* Сейсмическая разведка. М.: ОНТИ, 1934. Т. 1. 222 с.
13. *Гамбурцев Г. А.* Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1955, № 1, с. 7—14.
14. *Гамбурцев Г. А., Берзон И. С., Епинатьева А. М.* и др. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 239 с.
15. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Тулина Ю. В.* Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— ДАН СССР, 1955, т. 105, № 1, с. 304—314.
16. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С.* Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1957, № 3, с. 348—356.
17. *Гальперин Е. И.* Азимутальный метод сейсмических наблюдений. М.: Гостоптехиздат, 1955. 80 с.
18. *Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины.— ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6, с. 1398—1401.
19. *Голицын Б. Б.* Лекции по сейсмологии и сейсмометрии. СПб., 1912. 654 с.
20. *Келдыш М. В.* О задачах Академии наук.— Вестн. АН СССР, 1961, № 6, с. 14—39.

21. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
22. *Косминская И. П.* Анализ интерференции сейсмических волн.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 35 (162), с. 116—145.
23. *Невский М. В., Санина И. А., Николаев А. В.* Опыт сейсмического просвечивания верхней части кристаллического фундамента с применением площадных групп.— В кн.: Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977, с. 223—231.
24. *Николаев А. В.* Вибрационное просвечивание — метод исследования Земли.— В кн.: Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977, с. 5—14.
25. *Николаев А. В.* Изучение Земли невзрывными сейсмическими источниками.— В кн.: Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М: Наука, 1980, с. 5—28.
26. *Николаев А. В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1972. 174 с.
27. *Рябинкин Л. А.* Регулируемый направленный прием сейсмических волн и основы его разрешающей способности.— Тр. МИНХ и ГП. М.: Гостоптехиздат, 1957, вып. 18, с. 5—37.
28. *Соколов П. Т.* Теоретические и физические основы сейсмического метода геологической разведки. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1933. 215 с.
29. *Стародубровская С. П.* Опыт трассирования зон погребенных нарушений по динамическим характеристикам преломленных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 5, с. 554—568.
30. *Чекин Б. С.* Об отражении упругой сферической волны от неоднородного полупространства.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 5, с. 711—717.
31. *Флинн Е. А.* Анализ сигналов с использованием прямолинейности и направленности движения частиц.— Тр. Ин-та инженеров по электротехнике и радиоэлектронике. М.: Мир, 1965, т. 1, № 12.
32. *Aki K., Christoffersson A., Husebue E.* Three dimensional structure of the litosfhere under Montana LASA.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, vol. 16, p. 501—524.
33. Explosion seismology in Central Europe/Ed. by P. Gies, C. Prodere, A. Stein. B. etc.: Spring.-Verl., 1976. 428 p.
34. *Meren R. F., Jo S. B.* Luteral variation in the Earth's crust and its effect on seismic wave propagation; NATO, ASI, Abstracts of identification of seismic sours—earthquake on underground explosion meeting, 1980.

•

УДК 550.834(09)

И. С. Берзон

ИДЕИ Г. А. ГАМБУРЦЕВА В ОБЛАСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ[1]

С именем Григория Александровича Гамбурцева связана целая эпоха создания и развития сейсмических методов исследования верхних и глубоких частей земной коры.

Физической основой всех сейсмических методов Григорий Александрович считал изучение сейсмических волновых полей,

[1] Из архива И. С. Берзон. Публикуется впервые.

возникающих в различных реальных средах. На этой основе им созданы и существенно развиты различные модификации сейсмических методов разведки. В первую очередь это корреляционные методы, использующие отраженные волны (МОВ) и преломленные волны (КМПВ). Дальнейшее развитие сейсмической разведки позволило Гамбурцеву создать глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) коры и верха мантии Земли, в котором методы исследования, развитые в сейсмической разведке, применяются для решения задач, прежде решаемых (менее детально) только методами большой сейсмологии.

Различные сейсмические методы исследования развивались Гамбурцевым неразобщенно и рассматривались как составные части единого направления — экспериментальной сейсмологии.

Физические основы и принципы, методы интерпретации отдельных частей этого направления чрезвычайно близки. Основное различие в масштабах исследуемых объектов и соответственно в диапазоне частот используемых колебаний. Благодаря исключительной широте научных интересов Григорий Александрович не только предлагал и разносторонне разрабатывал новые направления исследований, но и развивал их теорию, конструировал новые типы аппаратуры, предлагая новые системы наблюдений и способы интерпретации получаемых материалов.

Григорий Александрович никогда не был ученым одиночкой, он всегда привлекал и объединял вокруг себя коллективы людей, сплачивал и увлекал их несокрушимой верой в могущество научного поиска и большим человеческим обаянием, щедро одаривая богатством своих идей. Эти коллективы иной раз были более многочисленны, чем те, которые он официально возглавлял в различных организациях. По существу, это были все сейсморазведчики нашей страны.

Гамбурцев сам успел воплотить в практику геофизических исследований много своих идей и замыслов, которые сейчас продолжают развиваться его учениками и последователями и благодаря новым техническим возможностям во многих случаях как бы обретают новую жизнь.

За последнее десятилетие произошел коренной перелом в области сейсмических исследований. Это обусловлено, во-первых, появлением новых методов экспериментальных исследований, изменивших и обогативших прежние представления о строении реальных сред и о свойствах связанных с ними волновых полей, во-вторых, широким использованием новой техники — магнитной записи, цифровых вычислительных машин и т. д. Григорий Александрович придавал огромное значение проблеме скоростного строения реальных сред. Он много сделал для создания методов изучения скоростей сейсмических волн при наблюдениях во внутренних точках среды — в скважинах, в горных выработках и для развития методов интерпретации получаемых при этом материалов. Для наиболее детальных работ, обеспечивающих большую разрешающую способность, в настоящее время служит акустиче-

ский каротаж скважин, который, используя акустический диапазон частот, позволяет измерять скорости сейсмических волн в скважинах на малых базах около 0,5—2,0 м с точностью 2—3%, что обеспечивает большую детальность исследования. Акустический каротаж существенно обогатил наши представления о скоростных разрезах и о сейсмических «границах», с которыми связаны основные волны, используемые при интерпретации материалов сейсморазведки и глубинных сейсмических исследований.

Акустический каротаж скважин, пробуренных в осадочных, изверженных и метаморфических породах, показал, что сейсмические границы, которые ранее рассматривались как границы между толстыми слоями с разными упругими свойствами, в действительности в большинстве случаев представляют собой сложные пачки тонких слоев с различной структурой, изменяющейся по площади.

Огромное разнообразие скоростных разрезов реальных, иногда очень сложно построенных сред в разных районах обусловливает многообразие наблюдаемых сейсмических волновых полей и необходимость большой гибкости в выборе методов их изучения. Существование протяженных неоднородностей в кристаллических и метаморфических породах позволяет объяснить возникновение отраженных и разных видов преломленных волн в кристаллической толще коры на малых и больших глубинах. Те же типы волн, регистрирующиеся в диапазоне сравнительно высоких частот при сейсморазведке рудных районов, позволяют выявлять небольшие структуры, связанные с залегающими там полезными ископаемыми. На существенно более низких частотах при работах по ГСЗ те же типы волн позволяют выявлять слои, составляющие земную кору и верхнюю часть мантии, существенно различающиеся по скорости распространения в них сейсмических волн, и существующие там неоднородности.

В настоящее время становится ясно, что значительные неоднородности как по вертикали, так и по горизонтали свойственны не только самым верхним частям Земли, но и значительно более глубоким недрам ее. В сейсмологии все больше завоевывают признание сложные неоднородные модели верхней и нижней мантии, внешнего и внутреннего ядра. Этому в большой степени способствовало начатое Гамбурцевым использование методов исследования, разработанных в сейсморазведке для изучения строения и особенностей больших глубин Земли. Здесь уместно вспомнить работы по корреляционному изучению землетрясений (КМИЗ), предложенные и впервые проведенные Гамбурцевым в Туркмении. Эти работы нашли свое развитие при сейсмологическом профилировании и при изучении землетрясений и больших взрывов при помощи установок групп большого количества приборов, которые теперь широко используются во всем мире.

Непрерывно усложняются также задачи, стоящие перед сейсморазведкой. В настоящее время наиболее существенна разработка методов изучения все более сложных сред с разнообразной и

сложной геометрией границ. Такие среды определяют все более сложный характер волновых полей, а соответственно и получаемых сейсмограмм.

В сложных средах сами полезные волны как отраженные, так и преломленные являются интерференционными (суммарными); они очень чувствительны к изменениям условий взрыва и свойств среды и поэтому очень изменчивы. Тонкая слоистость среды и большая глубина исследования обусловливают возникновение большого числа различных волн-помех, в особенности кратных, продольных волн, маскирующих полезные сигналы, которые часто невозможно выделить без привлечения специальных методов борьбы с помехами. Григорий Александрович еще в 1944 г. поставил задачу описания и учета поля суммарных кратных волн в тонкослоистой среде, но отсутствие средств машинной обработки не дало возможности довести решение задачи до обозримых результатов. Теперь новые технические возможности позволяют это делать.

Для анализа и дальнейшей интерпретации суммарного волнового поля важно суметь разделить его на отдельные компоненты. Для этого хорошо использовать комплекс методов, включающий акустический каротаж скважин, теоретические расчеты волновых полей для сложных моделей среды, построенных при каротаже; вертикальное сейсмическое профилирование с наблюдениями во внутренних точках среды в комбинации с наземными наблюдениями по различным системам.

При помощи метода вертикального профилирования в ряде районов при наблюдениях в скважинах удалось выявить полезные волны, связанные с различными пачками прослоев в разрезе, изучить их характеристики, определить природу и свойства разных волн-помех. В более сложных средах суммарное поле помех даже во внутренних точках среды не удается расчленить на отдельные волны. В таких ситуациях важное значение приобретает сочетание экспериментальных исследований с теоретическими расчетами волновых полей для моделей сред, все более приближающихся к реальным. Известно, как способствовали развитию сейсмических методов исследования работы Г. А. Гамбурцева по теории годографов в средах с постоянными и переменными скоростями и какое большое значение он придавал динамическим особенностям волн.

За последнее время большое влияние на развитие динамической сейсмики оказало создание лучевого метода расчета волновых полей в толстослоистой среде школой профессора Г. И. Петрашень (ЛОМИ).

Усложнение представлений о моделях реальных сред потребовало дальнейшего развития методов теоретических расчетов волновых полей. Сейчас создан большой комплекс программ для приближенных расчетов на ЭВМ волновых полей в средах с пачками тонких слоев. Результаты расчетов применительно к задачам сейсморазведки, ГСЗ и большой сейсмологии показали эффективность этого метода.

Проблема выделения полезных сигналов на фоне помех — общая для всех модификаций сейсмических исследований. При увеличении глубинности сейсморазведки и более широкого использования докритических отраженных волн в ГСЗ и волн, отраженных от границ в мантии и ядре Земли, эта проблема будет становиться все более острой, так как уровни энергии полезных волн с увеличением глубины границ уменьшаются, а уровень волн-помех, связанных с увеличивающейся толщей над границами, возрастает.

Гамбурцев уделял этой проблеме большое внимание. Он сам много занимался вопросами частотной селекции и интерференционного приема волн. Применение различных методов фильтрации и интерференционных систем в полевых условиях (группирование сейсмографов и взрывов, метод регулируемого направленного приема (РНП)) значительно улучшили условия выделения волн на записях, а в связи с этим обусловили успех сейсморазведки в сложных районах. В последнее время реальнее стала возможность выделения полезных волн не при полевых работах, а на стадии обработки и интерпретации материалов, что существенно ускоряет и удешевляет разведку. Классическая модификация метода отраженных волн с наблюдениями у пункта взрыва уступает место новой модификации — методу общей глубинной точки или методу многократных перекрытий с получением удлиненных систем наблюдений, с магнитной записью и последующей обработкой совокупности магнитограмм на машинах. При этом осуществляются различные интерференционные операции, главным образом суммирование большого числа сейсмических трасс, соответствующих общей точке отражения на границе раздела. При введении ряда поправок во времена прихода волн однократные отраженные волны суммируются в фазе, а помехи — кратные волны — расфазируются и за этот счет подавляются. Результаты суммирования выдаются автоматически в виде временных или глубинных разрезов. Выделение полезных волн и их интерпретация совмещены здесь в едином цикле, которому не предшествует ни корреляция волн, ни построение годографов, как это было в классическом методе отраженных волн.

В настоящее время при помощи такой новой модификации метода отраженных волн получены и обработаны материалы на тысячах километров профилей при сухопутной и морской разведке и получены результаты в таких диапазонах глубин, которые при прежних работах оставались недоступными. По данным сейсморазведки методом отраженных волн во многих районах обнаружены многочисленные структуры, оказывающиеся нефтеносными и газоносными. Однако и в этом виде метод отраженных волн не всемогущ и по мере увеличения глубины исследования его эффективность часто недостаточна, поэтому усиленно развиваются многоступенчатые цифровые комплексы обработки, позволяющие последовательно снимать или ослаблять различные типы помех.

За последнее время комплекс региональных методов сейсми-

ческих исследований дополнился методом, использующим проходящие обменные волны, возбуждаемые землетрясениями и большими взрывами. Отметим, что и в этом методе нашли развитие идеи Гамбурцева о просвечивании среды подходящими снизу волнами.

Следует отметить, что в представлениях о природе волн, регистрируемых при работах в сейсморазведке и в ГСЗ, за последние годы произошли значительные изменения. Представление о существенной роли головных волн в волновом поле, особенно от тонких слоев, практически опровергнуто теоретическими и специальными экспериментальными работами. Волны, ранее принимавшиеся за головные, в ряде случаев оказались слабо рефрагированными, заходящими в нижележащую среду или закритическими отраженными волнами. Несмотря на изменение воззрений на природу волн, благодаря малым величинам градиентов скорости в реальных средах кинематические характеристики волн близки к характеристикам головных. Поэтому ранее разработанные в КМПВ методы их количественной интерпретации применимы во многих случаях без изменений, а в других случаях — с введением в окончательные разрезы поправок за рефракцию. Динамические характеристики соответствующих волн отличаются существенно от характеристик головных волн, и вопросы, связанные с их интерпретацией, нуждаются в дальнейшей разработке.

За последние годы при помощи глубинного сейсмического зондирования, широко использующегося во всем мире, получены существенные данные о структуре коры и верхней части мантии Земли в различных условиях — на суше, в океанах, в сложных зонах сочленения континентов и океанов, вблизи глубоководных желобов и островных дуг.

Работы последнего десятилетия убедительно показали большую роль отраженных волн в формировании сейсмограмм. Это связано со скоростными неоднородностями кристаллических пород, которые все больше привлекают внимание исследователей. В толще кристаллической коры наряду с наиболее устойчивыми границами — ее поверхностью и границей М, отделяющей кору от мантии, как показали работы по ГСЗ, существует ряд других отражающих границ различной природы и различной степени устойчивости. Анализ экспериментальных данных и теоретические расчеты волновых полей позволили выявить блоковую структуру коры и большое разнообразие ее скоростных моделей. Для разных районов построены теоретические модели с бóльшим или меньшим числом различной толщины с волноводами и без них.

Наряду с определением крупных черт моделей коры уделяется большое внимание тонкой структуре границ или областей перехода от слоя к слою, в первую очередь наиболее устойчивой сейсмической границе М. Поскольку глубины залегания границы М пока не доступны для бурения и непосредственных исследований в скважинах, для построения ее модели приходится опираться на аналогии с данными, получаемыми в сейсморазведке, а также на

разработанный там аппарат теоретических расчетов волновых полей, в частности, для тонкослоистых моделей сред.

Для определения характера границ при работах по ГСЗ, так же как и в сейсморазведке, уделяется все большее внимание регистрации и выделению докритических отраженных волн. Отметим, что Г. А. Гамбурцев в первых экспериментальных работах по ГСЗ также начинал с регистрации докритических отраженных волн. Эта идея изложена им в незавершенной статье, относящейся к 1939—1940 гг. [2], но в то время еще не были созданы технические и методические предпосылки для выделения однократных глубинных отражений в сложном волновом поле, и Григорий Александрович пошел по пути регистрации преломленных волн на больших удалениях от источника, что позволило определить основные структурные особенности границ в коре. Изучение докритических отраженных волн в разных районах, проведенное за последние годы, показало большое разнообразие, обусловленное как различием тонкой структуры самой границы М, так и уровнем помех в разных районах. В ГСЗ предстоит еще большая работа освоения современной методики регистрации отраженных волн и выделения полезных волн на фоне помех, разработанных в сейсморазведке. Кроме того, в ГСЗ необходимо создание новых методов интерпретации, в частности, для дискретных (точечных), линейных и площадных систем наблюдений.

Необходимо еще раз подчеркнуть стремительное развитие и огромные масштабы применения сейсмических методов разведки и глубинного сейсмического зондирования земной коры. Впереди стоят еще более трудные задачи, связанные с дальнейшим увеличением глубинности исследования и необходимостью изучения все более сложных сред.

Над этими задачами предстоит трудиться нынешнему и подрастающему поколениям исследователей. Большую помощь в решении новых задач оказывают сейчас и окажут в будущем труды Григория Александровича Гамбурцева, его идеи и незабываемый пример его одержимости наукой.

Редколлегия считает необходимым отметить некоторые положения работ И. С. Берзон, не вошедшие в статью, но являющиеся развитием идей Г. А. Гамбурцева о едином подходе к методике интерпретации сейсмических данных в разных частотных диапазонах. К ним в первую очередь относятся следующие.

1. Представление о тонкослоистых моделях областей перехода от земной коры к верхней мантии Земли и от нижней мантии к ядру на основе изучения спектральных характеристик, определенных по спектрам отраженных волн.

2. Определение величин добротности в верхней и нижней мантии методами, развитыми в сейсморазведке. Изучение поглощающих свойств среды

[2] Опубликовано в приложении к статье И. С. Берзон «Развитие идей Г. А. Гамбурцева в области методов сейсмической разведки и глубинного сейсмического зондирования».— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 2.

необходимо для более обоснованного выбора классов тонкослоистых моделей в областях перехода от одного слоя к другому в глубоких недрах Земли [1—11].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Берзон И. С.* Об использовании в сейсмологии методов интерпретации волновых полей, разработанных в сейсморазведке.— Геофиз. сб. АН УССР, 1966, № 15, с. 59—69.
2. *Берзон И. С., Вейцман П. С., Пасечник И. П., Ратникова Л. И.* Волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии.— Геофиз. сб. АН УССР, 1969, № 31, с. 17—61.
3. *Берзон И. С., Вейцман П. С., Капустян Н. К.* Опыт построения тонкослоистой модели области границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 2, с. 25—36.
4. *Берзон И. С., Пасечник И. П.* Строение Земли по динамическим характеристикам сейсмических волн. М.: Наука, 1976. 334 с.
5. *Берзон И. С., Коган С. Д., Пасечник И. П.* О возможности построения тонкослоистой модели области перехода от оболочки к ядру Земли.— ДАН СССР, 1968, т. 178, № 1, с. 86—89.
6. *Берзон И. С.* Сейсмические модели реальных сред.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 72—83.
7. *Берзон И. С., Епинатьева А. М., Парийская Г. Н., Стародубровская С. П.* Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 514 с.
8. *Берзон И. С.* Высокочастотная сейсмика. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 302 с.
9. *Берзон И. С.* Сейсморазведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра, 1977. 320 с.
10. *Берзон И. С.* Сейсморазведка тонкослоистых сред. М.: Наука, 1976. 224 с.
11. *Berzon I. S., Kogan S. D., Passechnik I. P.* Core boundary from observations of PcP waves.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 16, 166—170.

УДК 550.834(09)

А. М. Епинатьева

РАЗВИТИЕ КОРРЕЛЯЦИОННОГО МЕТОДА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Начиная с 1938 г. в Институте теоретической геофизики АН СССР под руководством Г. А. Гамбурцева велась разработка нового в то время метода сейсмической разведки, основанного на регистрации и использовании продольных преломленных волн — корреляционного метода преломленных волн (КМПВ).

Основные участники разработки: И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Е. В. Карус, И. П. Косминская, И. П. Пасечник, Ю. В. Ризниченко. В 1942 г. Г. А. Гамбурцевым опубликована основополагающая статья по КМПВ [6]. В 1952 г. вышло руководство по КМПВ [9], и этот год можно считать началом промышленного применения метода.

С этого времени КМПВ является одним из двух основных методов разведки в СССР и за рубежом. Руководство по КМПВ переведено и опубликовано в ГДР, США и Китае. В 1967 г. вышла книга о методе преломленных волн в США [42], в которой использована работа [9].

Особенности метода: корреляционный принцип выделения и прослеживания преломленных и отраженных (при больших углах падения) волн как в области первых, так и последующих вступлений; использование кинематических и динамических характеристик волн при их корреляции и количественной интерпретации; многоканальная регистрирующая аппаратура; фильтрация колебаний; непрерывность наблюдений (с обеспечением фазовой корреляции) вдоль линий (продольные и непродольные профили) или по площади.

Г. А. Гамбурцев рассматривал все методы сейсмических исследований в их связи. При разработке КМПВ широко использовались достижения метода отраженных волн (МОВ) — принципы фазовой корреляции, методика непрерывных наблюдений, частотная селекция колебаний и др. На базе КМПВ под руководством Г. А. Гамбурцева был разработан метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), отличающийся от КМПВ объектами, большими глубинами исследований (кристаллическая часть земной коры, верхи верхней мантии), низкими частотами регистрируемых колебаний и др. [24].

В 1938—1950 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева и его учеников велись интенсивные работы по выяснению возможностей и разработке методики КМПВ для решения различных задач. Ведущим звеном на этом этапе являлись полевые исследования.

Работы были проведены в районах Башкирии, Татарии (1938, 1941—1943, 1950), Арктики (1940), Московской (1938) и Ивановской областях (1940), на Апшеронском полуострове (1943—1944), Прибалтике (1946), Криворожье (1947—1950), Свердловской области (1952), Западной Сибири (1951—1953).

Характерными особенностями полевых экспериментов, проводимых под руководством Г. А. Гамбурцева, являлись:

1. Создание сейсмической аппаратуры применительно к конкретным задачам и объектам. Так были созданы сейсмические регистрирующие станции и сейсмографы, рассчитанные на регистрацию различных диапазонов частот (от 5—10 до 500—600 Гц).

2. Тщательность проведения эксперимента; большое внимание обеспечению наилучших условий возбуждения и приема колебаний, условиям установки сейсмографов.

3. Достижение высокой эффективной чувствительности сейсмического канала.

Пожалуй рекордным примером и для современной сейсморазведки является сейсмограмма, приведенная в книге Г. А. Гамбурцева [8, с. 140], полученная в 1940 г. на расстоянии 32 км при заряде 5 кг. Первая волна на сейсмограмме соответствует поверхности фундамента при ее глубине около 3,5 км. Заметим, что в современ-

ной практике КМПВ в подобных условиях нередко применяются заряды в сотни килограмм, а иногда они доходят и до 1—2 т, но это только ухудшает результаты и удорожает метод.

В результате работ, выполненных разными организациями и на разных объектах, показана возможность применения КМПВ для изучения различного типа сред, сложенных осадочными и кристаллическими породами, горизонтально- и вертикально-слоистых сред с разными глубинами залегания поверхности фундамента; разработана методика наблюдений и интерпретации при решении многих разведочных задач; выяснены сильные и слабые стороны метода [2, 3, 7—9, 12].

Преимущества КМПВ: возможность определять скорость распространения сейсмических волн вдоль сейсмических границ, по величине скорости судить о физических свойствах преломляющих горизонтов и их литологическом составе; отсутствие ограничений в глубине разведки (доступны и очень малые и очень большие глубины); возможность применения в районах с интенсивным фоном многократных волн; наличие достаточно ярких критериев для разведки тектонических нарушений, для выделения таких границ, как фундамент, соль и др.

Недостатки КМПВ по сравнению с МОВ: меньшее число разведуемых границ в разрезе, меньшая точность и разрешающая способность.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КМПВ

Физической основой метода в период его создания являлось представление о головных волнах, обазующихся на тонких слоях с повышенной скоростью [9].

С развитием теории распространения сейсмических волн и получением новых экспериментальных данных [5, 12, 16] возникли сомнения о возможности однозначной трактовки регистрируемых в КМПВ волн. Потребовалось уточнение и дальнейшая разработка физических основ КМПВ, которые были проведены под руководством учеников Г. А. Гамбурцева.

Разработана методика комплексирования КМПВ с исследованиями в скважинах (по вертикальному сейсмическому профилированию и акустическому каротажу) и теоретических расчетов, основанных на решениях динамических задач теории упругости. На специально выбранных типовых объектах проведено изучение сейсмических свойств сред, сложенный осадочными и кристаллическими породами и волн, соответствующих им, уточнены и разработаны физические основы КМПВ применительно к сложным неоднородным и анизотропных средам [12, 16—19, 21, 23, 29]. В результате этого изучения сделаны следующие заключения о природе волн в разных типах сред.

1. В средах, содержащих отдельный тонкий слой ($h < \lambda$) с повышенной скоростью, волны головные: на поверхности земли они могут не регистрироваться из-за малой интенсивности [5, 12, 16].

2. В тонкослоистых средах с плавным увеличением с глубиной пластовой скорости при малом и большом градиенте скорости волны интерференционные (рефрагированные + отраженные от тонких слоев), по интенсивности преобладают отраженные волны [17, 21].

3. В средах, содержащих однородный толстый слой, волны головные и интерференционные (головные + отраженные от подошвы слоя) [18, 12].

4. В средах, содержащих толстый неоднородный слой (с внутренней тонкой слоистостью), волны интерференционные (головные + отраженные от тонких слоев и подошвы слоя) [18, 19].

Изучены волны в средах, сложенных кристаллическими породами, при разной глубине залегания поверхности фундамента [20, 29, 23].

1. При малой глубине залегания поверхности кристаллических пород (200—300 м) волны, рефрагированные в среде со сложным мозаичным распределением скоростей.

2. При большой глубине залегания поверхности кристаллических пород волны по кинематическим характеристикам близки к головным (не исключена слабая рефракция).

Установлено, что неоднородность фундамента (градиентность, поглощение, рассеяние колебаний) уменьшается с удалением от его поверхности. Верхняя часть фундамента характеризуется резкой объемной неоднородностью, анизотропностью, плавное увеличение скорости с глубиной проявляется только при осреднении свойств среды на больших горизонтальных базах [23].

К настоящему времени физические основы КМПВ в главном пересмотрены и уточнены. В результате выполненных исследований можно уточнить определение метода. КМПВ — метод разведочной геофизики, основанный на использовании продольных волн разных типов, регистрируемых в дальней зоне: преломленных (головных, рефрагированных) и отраженных (при больших углах падения). Большое распространение в реальных средах имеют интерференционные головные волны от слоев с повышенной скоростью и значительной мощностью (головные + отраженные от подошвы слоя и его внутренних границ).

Уточнение природы волн, выяснение новых особенностей строения реальных сред (горизонтальная неоднородность, анизотропность, сочетание неоднородностей разных масштабов и т. д.) потребовали разработки и совершенствования методов решения прямых и обратных задач, методики полевых наблюдений и интерпретации.

В то же время надо отметить, что многие положения руководства по КМПВ, изданного в 1952 г. [9], не устарели до настоящего времени. Сохраняются основы методики наблюдений на профилях, теория и способы интерпретации. Методы интерпретации, основанные на представлении о головных волнах, являются основными и в настоящее время при интерпретации годографов волн разных типов в дальней зоне [1, 22].

В разведочной практике метод применяется при региональных исследованиях, разведке на нефть, газ, уголь, руды, грунтовые воды, при инженерно-геологических изысканиях.

В сборниках [35—37] опубликованы статьи о результатах применения КМПВ в 70-е годы при решении задач нефтяной геологии в ряде регионов: Днепрово-Донецкой и Припятской впадинах, Среднем Приобье, Западном Казахстане, бортовой зоне Прикаспийской впадины. Во всех работах сделаны выводы о большом практическом значении результатов КМПВ в общем комплексе исследований на нефть и газ.

Показана возможность и получены результаты практического характера при решении следующих задач:

а) определение мощности осадочной толщи и картирование поверхности фундамента;

б) изучение границ раздела в низах осадочной толщи;

в) изучение верхних сильных границ (соль, гипс и др.) для учета преломления на них при построении глубинных границ по МОГТ и КМПВ;

г) выделение крупных структур по поверхности фундамента и низам осадочной толщи;

д) выделение и трассирование зон разломов.

Кроме этих общих для всех районов задач, при работах в Западном Казахстане [35] показана возможность применения КМПВ для разделения фундамента на блоки (по $v_г$) при тектоническом районировании.

В статье по Приобью [35] сделано заключение о том, что КМПВ является основным методом разведки прифундаментной части разреза, выделения в ней структур типа ловушек, благоприятных для скоплений нефти. В работе [27] КМПВ применен для прямых поисков нефти и газа.

Таким образом, опыт работ по КМПВ показывает, что метод является основным при региональных исследованиях и позволяет решать ряд важных задач поискового и разведочного характера.

В процессе научно-методических исследований последних лет показана возможность и разрабатываются методики применения КМПВ для решения ряда новых задач. Перечислим основные из них.

1. *Изучение горизонтальной неоднородности среды.* С использованием нового способа определения граничной скорости [20, 23] показано, что верхняя часть кристаллического фундамента (Белорусский кристаллический массив, Припятская впадина, некоторые районы Грузии) и преломляющие слои в осадочной толще (соленосные отложения Припятской впадины) неоднородны по площади. Выявление и изучение этих неоднородностей может являться одной из важных разведочных задач. При прежних работах по КМПВ горизонтальная неоднородность среды не выявлялась или выявлялась неточно из-за используемых приемов интерпретации

малопригодных для горизонтально неоднородных сред, и неразработанности способов подавления помех.

2. *Опредение азимутальной анизотропии.* Предложены новые принципы наблюдений и интерпретации данных КМПВ при изучении азимутальной анизотропии в неоднородных средах, основанные на площадных наблюдениях и использовании при интерпретации линейной пространственно-угловой фильтрации поля скоростей [19, 28, 29, 23, 39]. Разработаны способы разделения анизотропной и неоднородной компонент поля скоростей, основанные на различии их периодов повторения по азимуту.

Установлена азимутальная анизотропия на Белорусском кристаллическом массиве, коэффициент анизотропии и его ориентация меняются по площади; $\varkappa = 1{,}1$. Дифференциация пород по $\varkappa$ больше, чем по v. Причина анизотропии: ориентированная трещиноватость, текстура метаморфических пород, слагающих крупные участки фундамента, и т. д.

Параметры анизотропии могут быть использованы для расчленения фундамента по площади, для рудной и инженерной разведки, при решении тектонических задач, районировании территории и т. д.

3. *Прогноз вещественного состава преломляющей среды.* Возможность решения этой задачи определяется зависимостью скорости сейсмических волн от вещественного состава. Достигнутая в настоящее время достаточно высокая точность определения граничной скорости (1—3%, [15]) позволяет использовать $v_г$ для этих целей. В работе [14] описана методика и приведен пример прогноза вещественного состава верхней части кристаллического фундамента по величине $v_г$ и ее зависимости от направления (глубина до поверхности фундамента от 1,5 до 4,5 км, Припятская впадина).

4. *Разведка сред с тектоническими нарушениями.* Предложены новые критерии для выделения тектонических нарушений по глубинным границам, определения их местоположения, амплитуды и направления. Эти критерии основаны на анализе графиков интервальных граничных скоростей [13] и годографов дифрагированных волн [10, 11]. Использование новых критериев в совокупности с известными ранее позволяет повысить надежность интерпретации.

5. *Разведка в труднодоступных районах.* Разработана методика точечных зондирований КМПВ для районов, в которых непрерывное профилирование невозможно или очень трудно осуществить из-за поверхностных условий местности (болота, горные хребты и др.) [32—34]. Методика основывается на дискретной корреляции волн между зондированиями (волн головных, отраженных). Предложены оптимальные способы интерпретации с построением линий времен при постоянных базах зондирования. Методика точечных зондирований базируется на более жестких предположениях о среде и волнах, чем методика непрерывного профилирования (выдержанность границ в горизонтальном направле-

нии, малые изменения $v_г$, v^*, углов наклона границ, характеристик волн и т. д.), что определяет соотношение методики точечных зондирований и непрерывного профилирования. Опорные данные рекомендуется получать по методике непрерывного профилирования и дополнять их (на трудных участках) точечными зондированиями. По методике точечных зондирований проведен большой объем работ в Сибири.

6. *Региональные исследования КМПВ на морях и океанах.* Это очень важный раздел исследований, особенно актуальна разведка шельфовых зон. Трудность бурения на морских площадях заставляет извлекать максимум информации о свойствах среды из геофизических данных. В этом плане особое значение имеет КМПВ, так как по величине граничной скорости можно судить о вещественном составе преломляющих слоев и осуществлять стратиграфическую привязку сейсмических границ. Специфика КМПВ в морском варианте, главным образом в технике и условиях возбуждения колебаний. Разрабатываются различные варианты КМПВ с многоканальной (аналогично наземному КМПВ) и одноканальной (аналогично непрерывному акустическому профилированию) регистрацией, с использованием невзрывных источников [25, 26, 38].

7. *Просвечивание глубинными преломленными волнами.* Просвечивание среды глубинными преломленными волнами (соответствуют границе, залегающей глубже изучаемого объекта) может проводиться с использованием разных характеристик этих волн. Имеется положительный опыт использования амплитуд волн для прямых поисков залежей нефти и газа [27]. Для изучения границ с резко выраженным рельефом в работе [37] используются времена прихода глубинных преломленных волн. Выясняются возможности использования рассеянной компоненты времен и амплитуд преломленных волн, проходящих исследуемый объект в покрывающей толще [30].

СООТНОШЕНИЕ МЕТОДОВ ОТРАЖЕННЫХ И ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН В ПРАКТИКЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

В процессе развития сейсморазведки происходит изменение соотношения, значимости, объемов работ и задач, решаемых методами отраженных и преломленных волн.

Анализ причин изменения соотношения методов отраженных и преломленных волн в практике сейсморазведки дан Григорием Александровичем во введении к руководству КМПВ, применительно к начальному периоду развития сейсморазведки — периоду, когда началось быстрое развитие МОВ.

Приведем текст Г. А. Гамбурцева [9, с. 3]:

«...была произведена коренная перестройка аппаратуры и методов сейсмических наблюдений (в МОВ). Эти улучшения в методике и технике регистрации сейсмических волн не замедлили дать свой результат: метод отраженных волн быстро завоевал почетное место среди других геофизических методов

разведки и почти полностью вытеснил метод первых вступлений. Последний стал применяться главным образом для определения мощности «зоны выветривания» в связи с необходимостью введения поправок за эту зону в наблюдения отраженных волн.

Превосходство метода отраженных волн над методом первых вступлений было совершенно очевидным. Однако не было никаких оснований связывать это с типом регистрируемых волн, а именно считать, что преломленные волны менее пригодны для разведочных целей, чем отраженные. Скорее это можно было приписать тому, что метод преломленных волн продолжал рассматриваться как метод первых вступлений, вследствие чего в него не были введены те усовершенствования, которые обеспечили успех метода отражений».

Рассуждения Г. А. Гамбурцева о соотношении методов отраженных и преломленных волн могут быть перенесены и на современный этап развития сейсморазведки.

В последние два дестилетия большое внимание уделяется техническому перевооружению метода отраженных волн. Переход на цифровую регистрацию и обработку, применение систем многократного перекрытия привели к существенному расширению разведочных возможностей МОВ, созданию метода общей глубинной точки (МОГТ).

В этот же период новых технических средств для метода преломленных волн не создавалось. Продолжали использовать аппаратуру с осциллографической регистрацией. Серийно выпускаемые станции «Поиск — КМПВ — 48» с магнитной записью обладают очень серьезными дефектами, которые не позволяют использовать их в режиме перезаписи.

Таким образом, в настоящее время ситуация в соотношении МОВ и МПВ в чем-то похожа на ту, которая была примерно 30 лет тому назад. Происходит сокращение объемов работ по МПВ и расширение по МОГТ. Высказываются соображения о том, что метод ОГТ способен решить все задачи, в том числе и те, для решения которых обычно применяется КМПВ. Ошибочность такого суждения очевидна. Важным параметром, который определяется по КМПВ, является граничная скорость. Возможности использования этой величины известны из ранее опубликованных работ [9, 12, 14 и др.] и частично указаны выше, МОГТ не может обеспечить определения такого параметра.

Кроме этого, некоторые границы, представляющие большой интерес для решения геологических задач, лучше исследуются по КМПВ, чем по ОГТ. Так, поверхность кристаллического фундамента и ряда сильных границ в покрывающей толще (соль в Припятской и Прикаспийской впадинах, гипсоангидритовые отложения в Поволжье и др.) успешно разведуются по КМПВ, при этом определяется не только геометрия границ, но и граничная скорость, по величине ее обычно можно судить о вещественном составе и стратиграфическом положении границы. Метод ОГТ для этих границ в преобладающем числе районов либо неприменим, либо позволяет получать лишь спорадические отражения.

О наличии тектонических нарушений по материалам МОГТ иногда судят по исчезновению отражений. Признак неоднозначный и только качественный. КМПВ обладает четкими критериями для выделения нарушений, определения их положения, направления и амплитуды [9, 11, 13]. Диапазон исследуемых глубин в МОВ — ОГТ ограничен. КМПВ позволяет изучать значительно больший диапазон глубин — от единиц метров до 10—20 км.

Уже этот небольшой обзор свидетельствует о целесообразности совместного применения КМПВ и МОГТ, а не о замене одного метода другим. У Г. А. Гамбурцева читаем: «Оба метода имеют свои частные относительные преимущества и недостатки, но в целом оба метода приблизительно равноценны. Их следует рассматривать не как конкурирующие, а как взаимодополняющие методы, комбинированное применение которых может дать особенно плодотворные результаты» [9, с. 4].

Отсюда совершенно очевиден путь дальнейшего развития рассматриваемых методов. Техническое перевооружение КМПВ (аналогично проведенному и проводимому перевооружению МОВ — МОГТ), переход на системы наблюдений с многократным перекрытием, на площадные системы, повышение частоты регистрируемых колебаний позволят повысить информативность, точность и разведочные возможности КМПВ.

Такое перевооружение КМПВ начато, но пока в малых масштабах. Показана возможность использования для КМПВ типовых цифровых станций (работы ВНИИГеофизика), доказана высокая эффективность систем многократного перекрытия [37], ведутся исследования по переводу интерпретации данных КМПВ на ЭВМ [4, 10, 11, 31, 36, 37, 40, 41]. Показано, что комплекс КМПВ и МОВ — ОГТ позволяет значительно увеличить глубинность исследований и применять метод при решении поисковых и разведочных задач.

Техническое перевооружение КМПВ, совершенствование методик наблюдений и интерпретации должны привести (и уже приводят) к повышению информативности и точности метода преломленных волн и к расширению его разведочных возможностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авербух А. Г.* Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М.: Недра, 1975, с. 222.
2. *Берзон И. С.* Высокочастотная сейсмика. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 302.
3. *Берзон И. С., Епинатьева А. М., Парийская Г. Н., Стародубровская С. П.* Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 611 с.
4. *Ведринцев А. Г., Петров А. Б., Кравцов А. Ф., Салуквадзе Г. М.* Алгоритм обработки на ЭВМ первых вступлений головных волн.— В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1975, № 16, с. 1—17.
5. *Гальперин Е. И.* Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1967. 263 с.

6. *Гамбурцев Г. А.* О корреляционном методе регистрации преломленных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геоф., 1942, вып. 6, № 1/2, с. 26—47.
7. *Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат, 1959. 378 с.
8. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
9. *Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон И. С., Епинатьева А. М.* и др. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 239 с.
10. *Гудкова Л. И., Старобинец А. Е.* Об алгоритме программы интерпретации годографов преломленно-дифрагированных волн от ребра.— В кн.: Геофизические исследования при изучении геологического строения нефтегазоносных районов. М., 1974, с. 105—127. (Тр. ВНИИГНИ; Вып. 155).
11. *Гудкова Л. И., Петров М. П., Серков А. М., Старобинец А. Е.* Геолого-геофизические результаты интерпретации на ЭВМ годографов преломленно-дифрагированных волн, зарегистрированных при работах КМПВ в Припятском прогибе.— Региональная, разведочная и промысловая геофизика, 1976, № 6, с. 31—91.
12. *Епинатьева А. М.* Физические основы сейсмических методов разведки. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 104.
13. *Епинатьева А. М.* Дополнительные критерии для разведки тектонических нарушений сейсмическими методами преломленных волн.— Геофиз. сб. АН УССР, 1977, вып. 73, с. 50—61.
14. *Епинатьева А. М., Александрова Т. В., Баюк Е. И.* и др. Прогноз вещественного состава верхней части кристаллического фундамента по величинам граничных скоростей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 5, с. 42—55.
15. *Епинатьева А. М., Бугианишвили В. С.* Точность интерпретации данных КМПВ.— Геофиз. журн., 1980, т. 2, № 1, с. 48—62.
16. *Епинатьева А. М., Карус Е. В.* Головные волны от тонких слоев.— В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1967, с. 175—186.
17. *Епинатьева А. М., Куценко Э. Я.* Сейсмические волны в реальных средах с малым вертикальным градиентом скорости.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 5, с. 20—36.
18. *Епинатьева А. М., Невский М. В.* и др. Головные волны от толстых слоев по данным полевых экспериментов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, № 52, с. 11—23.
19. *Епинатьева А. М., Невский М. В.* и др. Экспериментальное изучение анизотропии скоростей в осадочных толщах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 4, с. 27—52.
20. *Епинатьева А. М., Невский М. В.* Граничная скорость.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, № 65, с. 3—14.
21. *Епинатьева А. М., Попова О. Г.* Сейсмические волны в осадочных средах с большим вертикальным градиентом скорости.— Геофиз. сб. АН УССР, 1971, № 43, с. 12—22.
22. *Епинатьева А. М., Попова О. Г.* Критерии для определения природы волн в дальней зоне.— Прикладная геофизика, 1977, вып. 86, с. 64—71.
23. *Епинатьева А. М., Невский М. В., Баюк Е. И.* и др. Неоднородность кристаллического фундамента по сейсмическим данным. М.: Наука, 1977. 122 с.
24. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
25. *Матвеев Ю. И.* Опыт проведения работ по КМПВ на море с невзрывными источниками.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: 1975, вып. 10, с. 121—126.
26. *Мирандов В. Д., Гурвич В. И., Мейнгард А. А.* О возможности использования электроискрового источника для работ КМПВ при решении малоглубинных задач на шельфе.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 1, с. 91—100.

27. *Мустафаев К.* Сейсмические методы прямых поисков залежей нефти и газа: Дис. ...д-ра тех. наук. М.: ВНИИГеофизика, 1975.
28. *Невский М. В.* Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 179 с.
29. *Невский М. В., Епинатьева А. М., Волосов С. Г.* Сейсмическая анизотропия верхней части кристаллического фундамента.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 7, с. 27—39.
30. *Невский М. В., Николаев А. В., Санина И. А.* Опыт сейсмического просвечивания верхней части кристаллического фундамента с применением площадных групп.— В кн.: Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977, с. 223—331.
31. *Пилипенко В. Н.* Численный метод полей времен и задачи интерпретации данных сейсморазведки.— В кн.: Математическое обеспечение цифровой обработки данных сейсморазведки на ЭВМ. М.: Недра, 1974, с. 65—69.
32. *Пузырев Н. И., Крылов С. В.* Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири.— В кн.: Сборник СО АН СССР. Новосибирск, 1976. 190 с.
33. *Пузырев М. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В.* Точечные сейсмические зондирования.— В кн.: Методика сейсморазведки СО АН СССР. М.: Наука, 1965, с. 5—10.
34. *Пузырев Н. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований.— В кн.: Методика сейсморазведки. Новосибирск: Наука, 1975. 157 с.
35. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978, № 13, с. 1—48.
36. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978, № 14, с. 1—55.
37. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978, № 15, с. 1—29.
38. Результаты геолого-геофизических работ и направления дальнейших исследований на нефть и газ в акваториях южных морей СССР: Обзор.— В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1976, с. 59.
39. *Савич А. И., Коптев В. И., Никитин В. Н., Ященко З. Г.* Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. М.: Недра, 1969, с. 239.
40. *Старобинец А. Е.* Об алгоритме решения на ЭВМ задачи корреляции, разделения, отождествления, увязки и определения природы волн, регистрируемых при работах КМПВ.— В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1976, № 4, с. 22—34.
41. *Турчаненко Н. Т., Пилипенко В. М., Соколовская Т. П., Малосенко В. П.* Цифровая обработка и интерпретация данных КМПВ.— В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1979, с. 44.
42. Seismic refraction prospecting/Ed. A. W. Misgrave. Tulsa, 1976. 604 p.

УДК 550.834.5(09)

Г. Н. Гогоненков, В. Б. Левянт

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ОТРАЖЕННЫМИ ВОЛНАМИ

В области разведочной сейсмометрии метод отраженных волн (МОВ) занимает доминирующее положение. Более 95% всех сейсморазведочных работ на суше и на море проводятся с использованием отраженных волн. За последнее десятилетие (МОВ) претерпел коренное совершенствование как в методике и технике полевых наблюдений, так и в области обработки и интерпретации получаемых данных. Широкое внедрение цифровой регистрирующей аппаратуры позволило значительно повысить точность и динамический диапазон регистрируемых сейсмических колебаний, а переход на системы многократных перекрытий с получением множества сигналов от одного и того же элемента отражающей пачки создал необходимые предпосылки для выделения полезной информации на стадии последующей цифровой обработки данных.

Обработка полевых сейсмических материалов на мощных вычислительных машинах превратилась сегодня в один из важнейших этапов процесса сейсмической разведки. Интерпретация сейсмических данных, под которой мы понимаем истолкование измеряемых волновых полей в терминах геологического строения изучаемых сред, как и ранее, является результатом творческого процесса геофизиков и геологов. Но новые возможности выделения полезной информации на фоне помех, широкое привлечение динамики сейсмических сигналов, удобные формы представления результирующих данных поставили интерпретацию на качественно новый уровень и позволили решать существенно более широкий круг разведочных задач.

Несмотря на коренное изменение техники и технологии сейсморазведки МОВ, фундаментальные физические основы метода, заложенные трудами Г. А. Гамбурцева и его учеников Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон, А. М. Епинатьевой, Е. И. Гальперина и др., не потеряли своего значения и сегодня. Именно эти работы, развитые и дополненные в последние годы на основе новых представлений о свойствах реальных сред вместе с оказавшимися чрезвычайно плодотворными в области геофизики трудами по теории связи, информации и кибернетики, сформировали теоретическую базу современной сейсморазведки.

Диапазон задач, решаемых исследованиями на отраженных волнах, чрезвычайно широк. Он простирается от глубин в первые десятки метров, где с помощью отраженных волн картируются месторождения бурого угля и каменной соли, а также решаются инженерные и гидрогеологические задачи, до глубин в десятки километров с целью изучения неоднородностей земной коры и верхней мантии. Однако основной объем сейсморазведки МОВ, как

и ранее, направлен на решение задач поисков и разведки месторождений нефти и газа. Поэтому в настоящей статье мы остановимся на анализе перспективных направлений развития сейсмики МОВ применительно к этой основной проблеме, где сосредоточены главные научные силы и где прогресс обеспечивает наиболее быстрый и весомый экономический выигрыш.

ВОЗМОЖНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОВ

Прежде чем перейти к изложению путей развития, кратко остановимся на оценке реальных возможностей современной сейсморазведки. Выделим три основные группы задач:

1) структурное картирование;
2) выявление неструктурных ловушек;
3) изучение вещественного состава геологических сред.

В области структурного картирования сейсморазведка ОГТ позволяет изучать осадочные толщи в значительном диапазоне глубин, достигающих в наиболее благоприятных условиях 7—8 км. При этом на сейсмических разрезах с высокой достоверностью могут отражаться два и даже три различных структурных этажа. В качестве примера на рис. 1 приведен временной сейсмический разрез по одной из площадей Юго-Восточной части Прикаспийской впадины. На разрезе хорошо выделяются две поверхности размыва и три структурных этажа. Точность картирования в ряде платформенных районов обеспечивает уверенное выделение структур с амплитудой 15—20 м.

Главными факторами, ограничивающими возможности структурного картирования, являются следующие:

1. В районах с относительно спокойным залеганием осадочных отложений:

а) недостаточное ослабление фона волновых помех и в особенности многократных волн, относительная интенсивность которых практически повсеместно нарастает с глубиной. В частности, это касается кратных волн, заметно превышающих по энергии однократные отражения или мало отличающихся по кинематическим характеристикам от однократных;

б) недостаточная точность учета локальных изменений скорости пробега волн как в основной толще разреза, так и в самой верхней его части, осуществляемого через ввод и коррекцию статических поправок. Причем в последнем нерешенной задачей остается определение низкочастотной компоненты, периоды которой соизмеримы с размерами локальных структур.

2. В районах со сложным тектоническим строением (в условиях интенсивной складчатости, под толщами сильнодислоцированной соли, при наличии частных высокоамплитудных нарушений или неоднородностей, связанных с интрузивными или эффузивными телами):

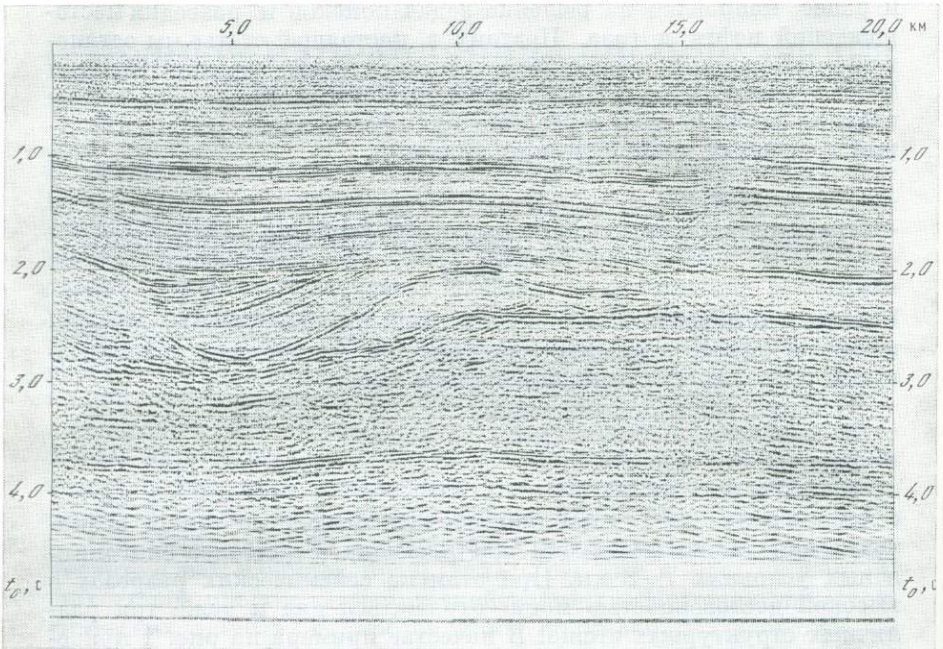


РИС. 1. Сейсмический временной разрез, иллюстрирующий возможности картирования нескольких структурных этажей

а) ограниченные возможности стандартной профильной сейсморазведки в учете бокового (вне плоскости профиля) прихода сейсмических волн;

б) недостаточная эффективность методов учета неоднородностей покрывающей толщи при построении глубинного структурного плана.

Выявление неструктурных ловушек — существенно более сложная и многоплановая задача, решение которой стало возможным благодаря более высокой достоверности и детальности сейсмических данных, получаемых с применением систем многократных перекрытий и цифровой обработки. Из многочисленных разновидностей неструктурных ловушек до стадии поисков и детальной разведки в широком промышленном масштабе доведено выявление рифогенных построек и ловушек примыкания к дизъюнктивным нарушениям. На рис. 2 приведен пример выявления рифогенного тела на сейсмическом временном разрезе. Тело, промышленная нефтеносность которого подтверждена последующим бурением, выделяется по аномальному виду волнового поля в интервале пикетов 75—120 и времен 1,6—1,8 с.

В отличие от объектов структурного картирования здесь трудно и часто невозможно очертить точные границы постройки. Критериями выявления являются перерывы в прослеживании отра-

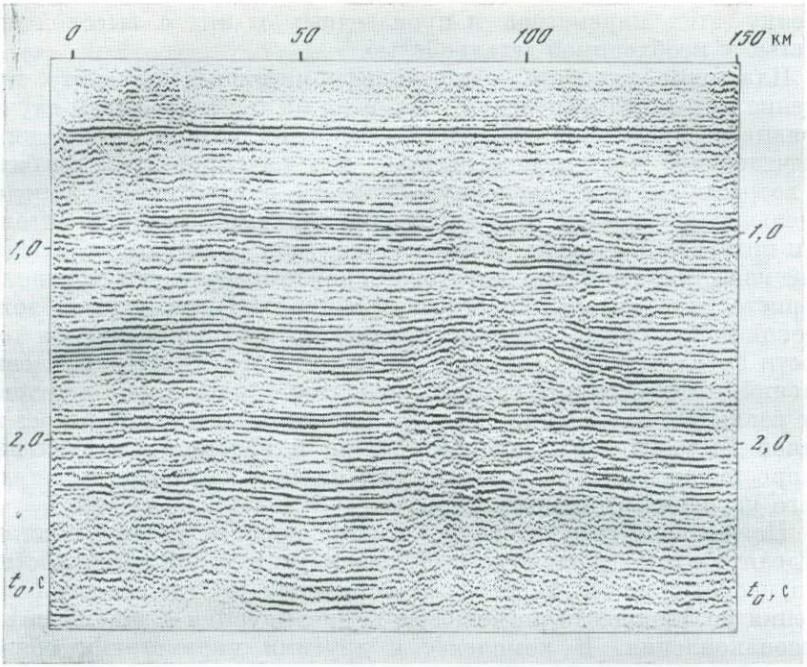


РИС. 2. Выявление рифовой постройки на сейсмическом временном разрезе

жающих границ во вмещающих породах, наличие дифрагированных волн от резких кромок тела, изменения в интенсивности рассеянного фона. Естественно, что воспользоваться этими критериями можно только в условиях весьма высокого отношения сигнал — помеха, так как характер колебаний в аномальных зонах эквивалентен во многом записи в интервалах наличия шумов.

Неструктурные ловушки других типов — фациального замещения, локального распространения трещиноватости или повышения пористости пока не могут быть достоверно выявлены сейсморазведкой, так как современный уровень разрешенности записи и подавления помех еще не отвечает необходимым требованиям.

Изучение вещественного состава среды по сейсмическим данным — наиболее новая из комплекса задач, решаемых сегодня, и предъявляющая наивысшие требования к качеству сейсмических данных. Извлечение информации о вещественном составе горных пород базируется на измерении ряда кинематических и динамических параметров сейсмической записи, прямо или косвенно связанных с вещественным составом. К их числу относятся пластовые скорости распространения волн, коэффициенты поглощения, амплитуды и частоты отраженных сигналов. Современные методы обработки данных позволяют производить

оценку этих параметров и производных от них с высокой точностью и необходимой детальностью.

Пластовые скорости — высокоинформативный параметр при оценке литологии отложений. Несмотря на то, что в общем случае кривые распределения скоростей в породах разной литологии в значительной мере перекрываются, для фиксированной глубины и возраста пласта дисперсии скорости в однотипных породах уменьшаются, и возможен достаточно надежный прогноз литологии интервалов разреза. В тех случаях, когда литология отложений известна, вариации пластовой скорости отражают изменение пористости и давлений пластового флюида [5]. Повышение геологической информативности этого параметра требует увеличения точности его оценок по реальным данным и дальнейшего накопления знаний о петрофизике и упругих свойствах горных пород в условиях реального залегания. На рис. 3 показан временной разрез по одной из площадей Западной Сибири и графики интервальных скоростей по трем горизонтам, показывающие возможность детального изучения этого параметра.

Поглощение упругих волн в горных породах удается пока определять с относительно низкой точностью и малой детальностью. Но, несмотря на это, известен ряд примеров [4], где области повышения коэффициента поглощения коррелируются с зонами нефтегазонакопления. В комплексе с другими параметрами оценка поглощающих свойств находит свое применение при прямых поисках.

В последние годы благодаря высокому динамическому диапазону цифровой регистрации и отказу от применения автоматической регулировки усиления оказалось возможным регистрировать точные амплитуды сейсмических сигналов, и сразу стала очевидной высокая геологическая информативность измерений амплитуд и энергий сейсмических сигналов. После устранения эффектов изменения амплитуд за счет неоднородностей условий регистрации и возбуждения, а также компенсации влияния расхождения и поглощения энергии в покрывающей среде (процедуры, выполняющие такие функции, уже входят в современные комплексы цифровой обработки сейсмических данных), удается фиксировать дифференциацию отражающих свойств среды по вертикали и горизонтали, пропорциональную дифференциации акустических свойств среды, непосредственно связанную с вещественным составом и литологией. Общеизвестна сегодня высокая информативность амплитуд при выявлении газовых залежей. На глубинах 1,0—2,0 км скорости и плотности глин и водонасыщенных песчаников различаются незначительно и такая песчано-глинистая толща характеризуется низкими коэффициентами отражений. В случае замены пластовой воды в песчаниках на газ происходит скачкообразное снижение скорости и плотности, достигающее 30% при высокой пористости коллектора. В результате резко возрастают коэффициенты отражений на контактах с вмещающими глинами и область газовой залежи выделяется аномально высокими ампли-

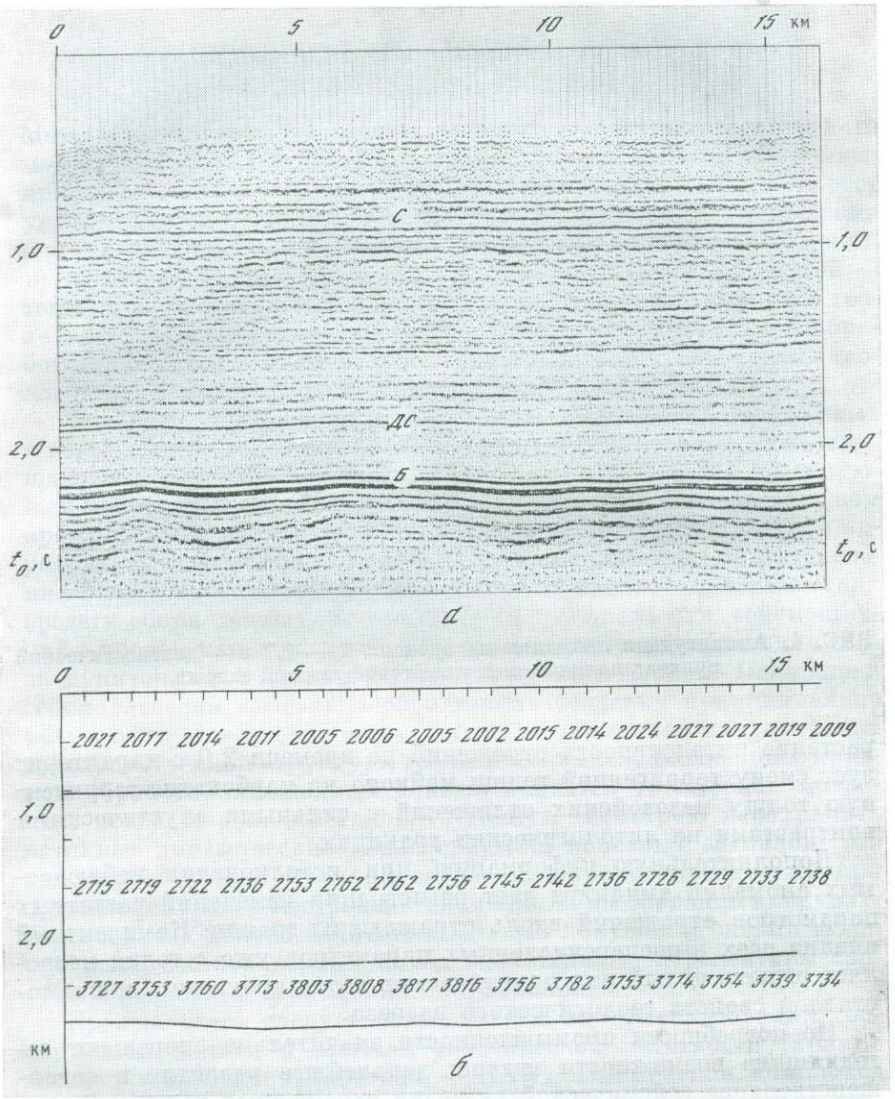


РИС. 3. Сейсмический временной разрез (*а*) и глубинный разрез с детальными значениями пластовых скоростей, определенными по сейсмическим наблюдениям (*б*)

тудами. Пример выявления газовой залежи в отложениях майкопа Северного Дагестана показан на рис. 4. Многофазовая аномалия амплитуд на времени 1,4—1,7 с в интервале пикетов 40—60 явилась диагностическим признаком наличия газа, и последующее бурение выявило многопластовую газовую залежь. Отметим также сильную дифференциацию амплитуд по разрезу. Резкое воз-

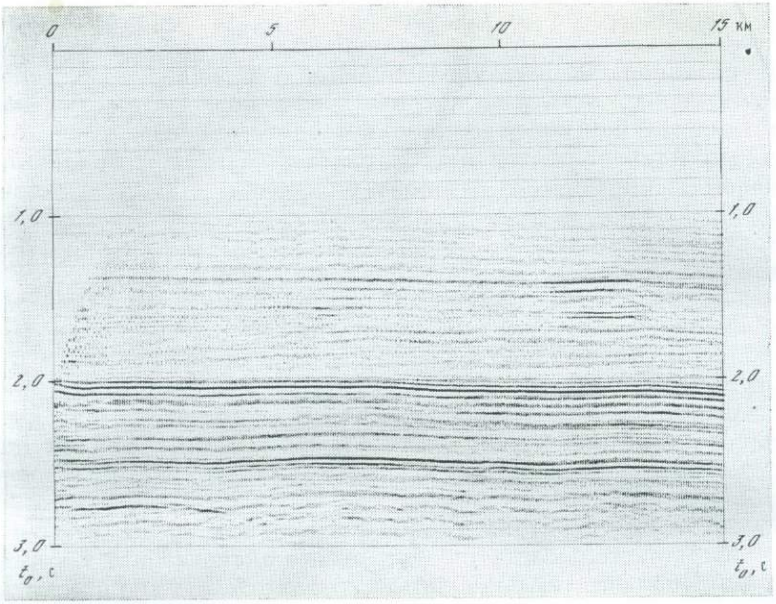


РИС. 4. Амплитудная аномалия на времени 1,4—1,7 с — диагностический признак наличия многопластовой газовой залежи

растание интенсивности отражений на времени 2,0 с характеризует смену терригенной толщи майкопа на карбонатно-терригенную толщу мезозойских отложений с сильными акустическими контрастами на литологических границах.

Дополнительную информацию при истолковании наблюдаемых аномалий амплитуд дает регистрация изменений частотных параметров отражений вдоль отражающих границ. Комплексный анализ всех вышеперечисленных параметров уже сегодня позволяет решать целый ряд практических задач прогнозирования состава и свойств геологического разреза.

Но потребности промышленности значительно опережают сегодняшние возможности метода; дальнейшее развитие и совершенствование сейсмической разведки отраженных волн является важнейшей задачей научных коллективов, работающих в области геофизики. Какие же направления исследований обещают получение результатов, которые окажут быстрое и весомое влияние на повышение геологической информативности метода? Рассмотрим этот вопрос в свете новейших тенденций, базирующихся на теоретических разработках и на совершенствовании технической базы наблюдений и обработки.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

Можно выделить две стороны процесса развития сейсмического метода: с одной — отчетливо просматривается тенденция повышения информационной содержательности полевых данных за счет увеличения числа каналов регистрирующих систем, уменьшения шага квантования, применения площадных систем наблюдений, привлечения других типов волн, кроме продольных, а с другой — тенденция развития возможностей извлечения информации о геологическом разрезе на основе создания новых алгоритмов обработки данных, способов визуализации и методов углубленной геологической интерпретации волновых полей.

Основные перспективы решения геологических задач в сложных тектонических условиях следует связывать с переходом на площадные системы регистрации сейсмических сигналов с последующей пространственной обработкой. В нашей стране и за рубежом предложены и находятся в стадии опытно-производственного опробования различные модификации площадных систем. Применение площадных систем потребовало создания новых технических средств сбора данных, в том числе многоканальных сейсмостанций с числом каналов свыше 200, телеметрических систем для связи пунктов сбора данных с регистрирующим блоком. Площадная сейсморазведка вызвала необходимость создания принципиально новых алгоритмов обработки данных и принципов визуализации пространственной структуры геологических тел. Важнейшим приемом обработки площадных данных является трехмерная миграция, позволяющая восстановить точную геометрию и сохранить истинные динамические характеристики полезных сигналов. Эта процедура требует высоких затрат и технологична только при применении ЭВМ с быстродействием миллионы операций в секунду.

В задачах поиска неантиклинальных ловушек и оценки вещественного состава горных пород значительные перспективы связаны с развитием нескольких направлений.

Прежде всего следует остановиться на преобразовании сейсмической записи в кривые акустической жесткости (кривые псевдоакустического каротажа — ПАК). Применение комплекса программ предварительной обработки, включая программы восстановления истинных амплитуд, позволяет упростить модель процесса сейсмических измерений. По существу, качественно обработанный временной сейсмический разрез эквивалентен реакции среды на распространение плоской волны нормально к границам напластования с образованием только однократных отражений, так как многократные отражения исключены на этапах предварительной обработки. После фильтрации, корректирующей амплитудный и фазовый спектры исходного сигнала, а также соответствующего масштабирования [1] сейсмическая трасса численно рав-

[1] Масштабирование осуществляется путем сопоставления с данными акустического каротажа.

на функции коэффициентов отражений, ограниченной полосой частот сейсмической записи [2].

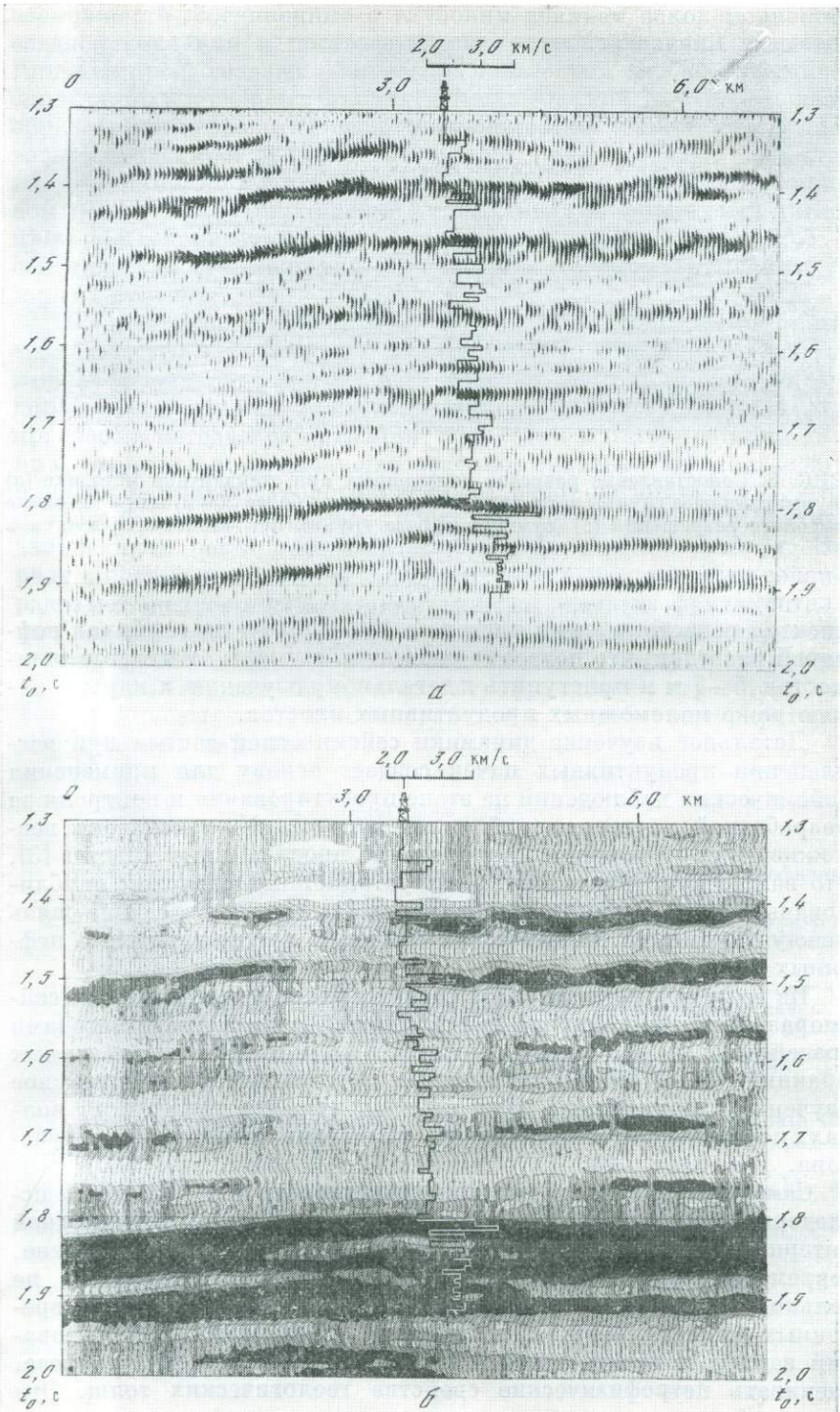
Далее простым пересчетом от последовательности коэффициентов отражений можно перейти к функции акустической жесткости или, учитывая существование тесной корреляционной связи скорости и плотности [5], к функции скорости в среде.

В качестве примера на рис. 5 приведен обычный сейсмический разрез и его преобразование в разрез ПАК. На обоих разрезах нанесена осредненная кривая акустического каротажа, пересчитанная из масштаба глубин в масштаб времени пробега. На обычном сейсмическом разрезе весьма трудно уловить связь между динамикой отражений и упругими свойствами среды. В то же время переход к разрезу ПАК позволил увидеть прямое отображение распределения скоростей по скважине в кривых ПАК. Разрез дает возможность выделять и коррелировать по профилю отдельные геологические тела, различающиеся по упругим свойствам. По существу, теперь сейсмический разрез можно рассматривать как последовательность скважин с акустическим каротажем на базе 30—50 м в зависимости от верхней граничной частоты сейсмической записи.

Учитывая важность повышения разрешенности сейсмических разрезов и тем более разрезов ПАК в качестве самостоятельного направления исследований, выделяем создание технических средств и методик высокоразрешающей модификации сейсморазведки. Сохранение высокочастотных компонент в спектре зарегистрированных сейсмических сигналов требует целенаправленного пересмотра всех элементов техники и технологии сейсмических работ. Если стандартные разрезы ОГТ характеризуются видимой частотой 25—30 Гц и верхней граничной частотой в спектре сигналов 45—50 Гц, то уменьшением массы заряда, соответствующим выбором условий возбуждения, сокращением взрывного интервала и базы группирования приемников, а также более тщательной коррекцией статических и кинематических поправок удается довести видимую частоту записи до 50—60 Гц и сместить верхнюю граничную частоту в спектре сигнала до 80—90 Гц. Таким образом, реальная разрешенность сейсмической записи возрастает практически вдвое. На рис. 6 приведено сопоставление двух временных разрезов, полученных при обычной методике наблюдений и методике «высокоразрешающих» измерений, где базы групп и расстояние между каналами были существенно сокращены. При практически одинаковом графе обработки удалось заметно повысить разрешенность без потерь в соотношении сигнал — помеха. Переход на меньший шаг квантования (до 0,5 мс) и высокочастотные приемники может обеспечить дальнейшее расширение

→

РИС. 5. Сейсмический временной разрез (*а*) и пересчитанный из него разрез псевдоакустического каротажа (*б*), представленный в изолиниях равных скоростей


2,0 3,0 км/с
0
3,0
6,0 км
1,3
1,4
1,5
1,6
1,7
1,8
1,9
2,0
t_0, с
а
2,0 3,0 км/с
0
3,0
6,0 км
1,3
1,4
1,5
1,6
1,7
1,8
1,9
2,0
t_0, с
б

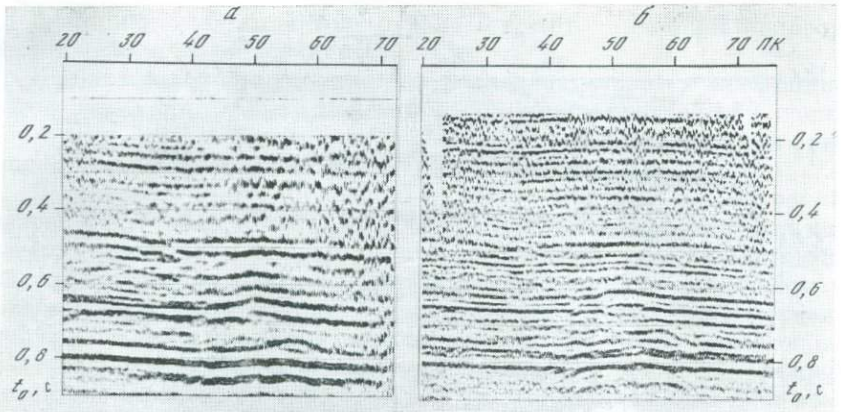


РИС. 6. Сопоставление разрезов полученных при стандартной методике (*а*) (суммарная база группы источников и приемников более 200 м) и при методике высокого разрешения (*б*) (суммарная база группы источников и приемников 50 м)

спектра регистрируемых частот до 150—200 Гц на глубинах нефтяной разведки, что позволит разделить сигналы от пластов мощностью 5—7 м и приступить к детальному изучению и картированию даже маломощных продуктивных пластов.

Детальное изучение динамики сейсмической записи при расчленении продуктивных пачек создает основу для применения сейсмических наблюдений на этапе проектирования и контроля за разработкой месторождений углеводородов. Уже показана возможность картирования микрорельефа продуктивных пластов [3], что важно при размещении эксплуатационных скважин; опубликованы первые удачные эксперименты [1], подтверждающие связь между динамикой сейсмической записи и продуктивностью нефтяных скважин.

Из теоретического анализа следуют большие возможности сейсморазведки при контроле за вторичными и третичными методами воздействия на продуктивный пласт с применением газообразных фракций [6]. Особенно заманчивым представляется комплексное изучение продуктивных толщ на продольных и поперечных волнах, позволяющее анализировать изменение коэффициента Пуассона.

Самостоятельным и высокоперспективным направлением исследований следует считать создание новых методов геологической интерпретации сейсмических данных. Как уже было отмечено, современная сейсморазведка во многих случаях обеспечивает не только высокое соотношение сигнал/помеха на сейсмических временных разрезах, но позволяет путем специальных преобразований записи получать детальное акустическое строение разреза, оценивать петрофизические свойства геологических толщ. Эти

возможности, соединенные с глубоким знанием закономерностей осадконакопления и постгенетических преобразований вещества горных пород, создают основу для построения на базе сейсмических данных конечного продукта геологической науки — модели образования и развития осадочных бассейнов. Такой подход дает возможность прогнозировать ловушки углеводородов там, где они ни прямо, ни косвенно не проявляются в сейсмическом волновом поле. Новое направление углубленной геологической интерпретации сейсмических данных получило свое особое название — сейсмическая стратиграфия [7] и интенсивно разрабатывается во многих странах.

Подводя итог краткому обзору современных и потенциальных возможностей сейсмических наблюдений на отраженных волнах в области поисков, разведки и разработки месторождений углеводородов, отметим, что за последние годы имел место значительный прогресс в методах регистрации, обработки и интерпретации данных, значительно повысивший реальное значение сейсморазведки в общем комплексе геологопоисковых работ на нефть и газ. Этот процесс будет продолжаться, поскольку четко видны перспективы дальнейшего роста информативности сейсмических данных. Наряду с ростом технической и методической вооруженности сейсморазведки следует обеспечить дальнейшее развитие фундаментальных основ метода, теории сейсмических волн, изучения закономерностей связей параметров сейсмической записи с упругими свойствами горных пород и их петрофизическим строением, как базы для новых алгоритмов обработки и способов интерпретации сейсмических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бобровник И. И.* Прямые поиски залежей углеводородов способом сейсмоэнергетического картирования.— В кн.: Современные геофизические исследования на нефть и газ. М.: Недра, 1980, с. 38—42.
2. *Гогоненков Г. Н., Захаров Е. Т., Эльманович С. С.* Прогноз детального скоростного разреза по сейсмическим данным.— Прикл. геофизика, 1980, вып. 97, с. 58—72.
3. *Гогоненков Г. Н.* Прогноз геологического разреза в точках заложения глубоких скважин и детальное расчленение продуктивных пачек по сейсмическим данным.— Геология нефти и газа, 1981, № 2, с. 58—62.
4. *Рапопорт М. Б.* Возможности сейсморазведки при поиске неантиклинальных залежей нефти и газа.— Геология нефти и газа, 1977, № 7, с. 23—28.
5. *Gregory A. R.* Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation.— In: Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, 1977, p. 15—46.
6. *Farr J. B.* High-resolution seismic methods improve stratigraphic exploration.— Oil and Gas J., 1977, vol. 75, N 48, p. 182—188.
7. Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration/Ed. C. E. Payton. Tulsa, 1977. 503 p.

УДК 550.834.536(09)

Н. Н. Пузырев

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

Еще в начале прошлого столетия теоретически было доказано существование в твердом теле двух (и только двух) типов объемных упругих волн — продольных P и поперечных S. В конце прошлого века продольные, поперечные и поверхностные волны впервые были экспериментально обнаружены на сейсмограммах при регистрации естественных замлетрясений. После изобретения электромагнитных сейсмографов гальванометрической регистрации колебаний почвы (Б. Б. Голицын, 1902 г.) при решении важнейших задач сейсмологии совместно рассматриваются оба типа объемных волн. Так, например, по разности времен вступлений волн $S - P$ находится время возникновения землетрясения и расстояния до эпицентра. Громадное значение имело доказательство отсутствия на сейсмограммах вступлений волн S на расстояниях более 103°, что привело к открытию существования жидкого ядра Земли.

Совершенно иная ситуация складывалась при разработке сейсмических методов изучения земных недр с использованием искусственных источников колебаний. В течение 60 лет существования этих методов, как при поисках полезных ископаемых, так и при решении задач регионального характера, на практике почти исключительно применялись продольные волны. Для этого имелись достаточно веские причины, среди которых на первое место следует поставить большую сложность управляемого возбуждения сдвиговых волн в грунте и наличие значительно больших трудностей выделения их на фоне разнообразных помех по сравнению с продольными колебаниями. Важную роль сыграло и то обстоятельство, что метод продольных волн в различных его модификациях позволял до определенного времени решать широкий круг задач, в первую очередь при изучении рельефа глубинных геологических границ, что обеспечило его всестороннее и устойчивое развитие.

Вместе с тем уже на ранней стадии развития сейсмических методов передовые ученые и инженеры отчетливо понимали необходимость привлечения наряду с продольными поперечных и обменных волн различных типов, справедливо полагая, что это может существенно расширить возможности решения геологических задач все возрастающей сложности. Наиболее выпукло и аргументированно стремление использовать волны непродольного типа проявилось в трудах академика Г. А. Гамбурцева. Уже в ранних довоенных работах [21, 22], особенно в своем курсе «Сейсмические методы разведки» [22], он убедительно показал возможность регистрации большого числа обменных и поперечных волн различных

типов, несущих новую информацию об изучаемых объектах. Наиболее полно проблема возбуждения и регистрации поперечных, в первую очередь отраженных, волн была поставлена Г. А. Гамбурцевым в работе [23] в 1939 г. В ней отмечается, что при взрыве вблизи поверхности земли могут возникать достаточно интенсивные поперечные волны за счет явлений обмена на свободной границе и на подошве зоны малых скоростей. Эти предположения были подтверждены специальными опытами с трехкомпонентными сейсмографами [76]. Целый ряд принципиально важных высказываний об использовании непродольных волн и комплексном применении волн различных типов содержится в статье Г. А. Гамбурцева 1942 г., посвященной корреляционному методу преломленных волн [24]. Прежде всего здесь впервые была поставлена задача «О развитии комбинированного метода в более широком смысле этого слова, базирующегося на выделении с помощью трехкомпонентной записи главнейших типов преломленных и отраженных волн, носящих продольный, поперечный или смешанный характер». Придавая большое значение правильной расшифровке волнового поля, Г. А. Гамбурцев в этой же статье указывает, что «существенную помощь оказала бы запись движения почвы в трех компонентах и особенно в том случае, если при этом варьировались бы условия возбуждения сотрясений, например, если сотрясение создавалось бы вертикально или горизонтально направленными ударами». Здесь же было высказано в общей форме соображение, которое в сильной степени повлияло в дальнейшем на ход исследований по возбуждению и приему поперечных волн. В указанной работе оно формулируется следующим образом. «Если бы мы умели создавать мощные горизонтальные механические импульсы, то задача могла бы ставиться и решаться совершенно по-иному. В самом деле, если бы колебания возбуждались и регистрировались только в перпендикулярном профилю горизонтальном направлении, то, исходя из элементарных энергетических соображений, мы пришли бы к выводу о весьма малой вероятности всех других типов объемных волн, кроме поперечных». Отметим, что, руководствуясь этим соображением, были возобновлены эксперименты по возбуждению и приему поперечных волн в 50-е годы.

Таким образом, в работах Г. А. Гамбурцева уже 40 лет тому назад были намечены пути создания новых модификаций сейсмических исследований, основанных на регистрации поперечных и обменных волн наряду с продольными.

В первые восемь — десять послевоенных лет были выполнены лишь единичные работы по непродольным волнам, среди которых прежде всего следует отметить статью Н. Риккера и Р. Лина [77] по обменным отраженным волнам. В нашей стране интерес к поперечным волнам возродился в эти годы в связи с интенсивной разработкой теории сейсмических волн, исходя из потребности повышения общего уровня физических основ сейсморазведки. Инициатива в этом отношении принадлежала группе сотрудников Ленин-

градского университета (ЛГУ) и Ленинградского отделения математического института АН СССР (ЛОМИ), возглавляемой профессором Г. И. Петрашень. Ими были обобщены существовавшие ранее теоретические разработки и развиты новые подходы, в результате чего в систематизированном виде рассмотрены характеристики направленности основных классов источников, в первую очередь воздействия типа единичной направленной силы. Экспериментальные работы этой группы [17, 18] подтвердили основные выводы теоретических разработок в части направленности источников и соответственно поляризации регистрируемых волн. Проведенные опыты в целом подтвердили теоретический прогноз, в частности, в отношении сравнительной простоты наблюдаемых в реальных условиях песчано-глинистого разреза сейсмограмм при использовании схемы наблюдений, при которой направление воздействия горизонтальной силы и оси максимальной чувствительности сейсмографов ориентированы перпендикулярно профилю (схема $Y - y$). Используемые слабые ударно-механические источники позволяли регистрировать поперечные волны только на небольших расстояниях от источника. Несмотря на это были получены первые весьма ценные данные о скоростях и коэффициентах поглощения, что дало возможность в дальнейшем более уверенно планировать методические исследования, нацеленные на изучение достаточно больших глубин при помощи поперечных волн. Такие работы были начаты во ВНИИГеофизике в 1958 г [93].

В середине 50-х годов заметно активизировалось исследование по обменным волнам [4, 11, 38, 102]. При небольших глубинах залегания границ раздела удалось выделить на сейсмограммах и правильно расшифровать природу всех основных типов смешанных волн, включая пути с двумя обменами. Были начаты [2] и получили затем значительное развитие [10, 62] исследования по обменным проходящим волнам, регистрируемым на больших удалениях от очагов сильных землетрясений.

Интерес к поперечным и обменным волнам, кроме естественнонаучного аспекта, базировался в первый период на возможности увеличения точности структурных построений по поперечным волнам в первую очередь в связи с проблемой поисков малоамплитудных платформенных поднятий, перспективных на нефть и газ. Одновременно имелось в виду повысить разрешающую способность сейсмического метода за счет меньшей длины поперечных волн, что особенно важно при изучении тонких несогласий и выявлении сбросов малой амплитуды. Принималось во внимание также ускорение картирования устойчивых границ, прежде всего поверхности фундамента, при совместном использовании обменных PS и продольных волн. Уже в 60-х годах был сделан вывод о возможности повышения достоверности получаемой информации о глубинном строении при комплексном применении P-, S- и PS-волн за счет практической независимости для волн различной природы скоростей и условий их регистрации. В последние 15 лет использование поперечных и обменных волн в нефтегазовой сейсморазвед-

ке связывается в первую очередь с проблемой прогнозирования геологического разреза и прямого обнаружения углеводородов.

Начиная с 1959 г. и до середины 70-х годов главным направлением работ по методу поперечных монотипных волн (прежде всего отраженных) явилось создание эффективных способов возбуждения и приема сдвиговых колебаний, обеспечивающих достаточную глубинность изучения разреза осадочных отложений (3—5 км). Основные исследования с управляемыми источниками выполнялись во ВНИИГеофизике и Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. С 1972 г. активное участие в работах по проблеме приняла Сибирская геофизическая экспедиция (СибГЭ) Министерства нефтяной промышленности СССР.

В первые годы волны возбуждались ударными механизмами маятникового типа [93, 63]. При этом обеспечивалась глубинность около 1,0—1,5 км. В дальнейшем основные усилия в части возбуждения волны S (прежде всего SH) были сосредоточены на создании достаточно мощных взрывных воздействий на базе руководящих идей Г. А. Гамбурцева [23] и имевшихся данных по теории взрывных волн [44]. Было также принято во внимание, что волны SV могут быть отмечены на сейсмограммах при обычных ненаправленных взрывах вблизи поверхности земли, особенно в шурфах [35, 40]. В результате значительных по объему исследований уже к середине 60-х годов были созданы достаточно мощные групповые взрывные источники, обеспечивающие глубинность до 2,5—3,0 км [63]. При этом решающее значение имело применение селекции волн по направленности в источнике (парные двухзнаковые воздействия). Дальнейшее, в том числе технологическое, усовершенствование взрывных источников, переход от обычной (однократной) методики МОВ к системам многократных перекрытий и применение цифровой обработки данных на ЭВМ дало возможность к 1974—1975 гг. обеспечить систематическое прослеживание отраженных волн на временах 5—7 с, что соответствует глубине залегания границ до 6 км [50, 72, 25]. Преломленные SH-волны были зарегистрированы на расстояниях до 17 км от источника [50].

Параллельно с разработкой метода поперечных волн для целей полевой сейсморазведки развивались исследования по изучению упругих параметров горных пород и особенностей волновых полей в скважинах, в том числе с использованием аппаратуры с управляемой ориентировкой по азимуту [63]. При измерениях скоростей v_S и v_P в верхних частях разреза успешно применяется с 1958 г. способ обращенного сейсмического каротажа (сейсмоторпедирование, или микросейсмический каротаж (МСК), при котором одновременно возбуждаются поперечные и продольные волны при помощи взрывов малых зарядов на заданной глубине в скважине [93, 63, 6].

Для целей измерения параметров поперечных волн в скважинах на ультразвуковых частотах был предложен и реализован способ прямых поперечных волн, который позже был существенно усовершенствован [50].

Отметим, что параллельно с работами по созданию метода поперечных волн, при котором применяются источники с управляемой поляризаций, развивались, хотя и существенно в меньшем объеме, исследования, при которых волны S возбуждались при помощи обычных ненаправленных взрывных источников, а при выделении волн применены специальные способы поляризационной фильтрации [19, 20].

Поперечные волны были в ряде случаев выделены на сейсмограммах с z-сейсмографами при глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ), когда источник представлял собой взрыв большого заряда в скважинах, водоемах, карьерах [59, 88, 81].

Сведения о первых опытах по возбуждению поперечных волн при помощи горизонтальных вибраторов большой мощности появились в печати в 1968 г. [96], последние результаты приведены в книге Уотерса [106]. В нашей стране с 1970 г. разрабатывается универсальный вибратор для последовательного возбуждения продольных и поперечных волн [50, 91], с которым в настоящее время успешно проводятся экспериментальные исследования. В последние 20 лет были существенно продвинуты исследования по обменным волнам различных типов применительно к решению задач осадочной и рудной геологии [7, 63, 93, 94]. На основе регистрации дважды обменявшихся преломленных волн PSP успешно применяется ультразвуковой каротаж для изучения скоростей v_S, а также коэффициентов поглощения в скважинах [32].

Как отмечалось выше, обменные проходящие волны выделяются на записях землетрясений [2, 10, 62]. Сходная методика, в том числе с использованием многоканальных станций, была успешно примененена при искусственном возбуждении волн взрывами как при поисковых, так и при региональных исследованиях [53, 31]. Обменные проходящие волны часто отмечаются при наблюдениях в скважинах [19], в том числе на вертикальной компоненте.

Метод поперечных волн в последнее время начинает быстро развиваться в США, ФРГ, Франции и других странах [97, 106, 103].

В последующих параграфах данной статьи освещается современное состояние метода поперечных и обменных волн применительно к задачам сейсмической разведки.

СКОРОСТИ И ПОГЛОЩЕНИЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Скорости распространения поперечных волн (v_S). Многочисленные измерения в натурных и лабораторных условиях показали, что отношение $v_S/v_P = \gamma$ может изменяться в широких пределах — от очень малых величин 0,01 и менее для придонных илов до величины 0,7 в плотных консолидированных породах [46, 3]. Величина γ однозначно связана с коэффициентом Пуассона (ν), являющимся одним из двух независимых модулей, характеризующих упругую локально однородную среду. Из равенства

$$v_S = v_P\gamma = v_P\sqrt{(1-2\nu)/(1-\nu)}$$

вытекает, что v_S может быть найдено по заданному v_P только в том случае, если коэффициент Пуассона ν однозначно связан со скоростью продольных волн. Как показывают экспериментальные данные, величины ν и v_P в общем случае являются независимыми, хотя между ними существуют корреляционные связи, имеющие свои особенности для различных классов пород. В качестве примера можно указать, что плавленый кварц и титан имеют равные значения $v_P = 6000$ м/с, но v_S для них отличаются на 27% (3760 и 2960 м/с соответственно). Даже для одной и той же горной породы — гранита — согласно [83], коэффициент Пуассона изменяется в пределах от 0,15 до 0,29, что соответствует различию в γ на 18%. Еще менее тесная связь между v_S и v_P часто отмечается для осадочных образований.

В обобщенном виде области разброса на графиках зависимости v_S (v_P) показаны на рис. 1 для трех групп осадочных горных пород. Здесь же изображены линии с заданными значениями γ и соответственно ν. Из этих графиков, например, следует, что для глин при $v_P = 2$ км/с значение $\gamma = 0{,}15 \div 0{,}40$, а $\nu = 0{,}49 \div 0{,}40$. Таким образом, скорости v_S не могут быть однозначно выведены из измерений v_P и, следовательно, изучение закономерностей распределения скоростей поперечных волн в реальных геологических средах является самостоятельной проблемой. Вместе с тем нельзя говорить и о полной независимости полей скоростей $v_P(x, y, z)$ и $v_S(x, y, z)$, так как между обеими величинами существует относительно тесная корреляционная связь (например, для глин и мергелей коэффициент корреляции равен 0,89). В связи с этим главные особенности разреза по v_P и v_S в большинстве случаев сохраняются. Прежде всего это проявляется в общности наиболее выдержанных границ раздела.

Исследование по изучению скоростей поперечных волн в геологических средах к настоящему времени нельзя считать завершенными. Пока еще не написаны обобщающие работы, посвященные этой проблеме. В связи с этим мы ограничимся здесь кратким перечнем основных положений, установленных с наибольшей достоверностью.

Прежде всего отметим, что в осадочных породах, исключая верхнюю зону малых скоростей (ЗМС), величина $v_S = 0{,}3 \div 3{,}3$ км/с, т. е. изменяется на порядок. Соответствующий диапазон для $v_P = 1{,}5 \div 6{,}0$ км/с, т. е. изменяется в 4 раза. Именно с этим связано наблюдаемое в отдельных случаях при сейсмическом каротаже скважин явление, когда граница по S-волнам отмечается отчетливо, тогда как по P-волнам при существующей точности измерения времен ее нельзя обнаружить (рис. 2).

В верхней части разреза скорости S-волн могут варьировать в широких пределах, прежде всего в зависимости от степени водонасыщенности и категории грунтов. В песчано-глинистых слабо насыщенных водой породах, содержащих заметную газовую компоненту, $v_P < 2v_S$; в сильно насыщенных (болота, торфяники и др.) $v_S = 30 \div 40$ м/с и менее [93] и составляет десятые доли v_P.

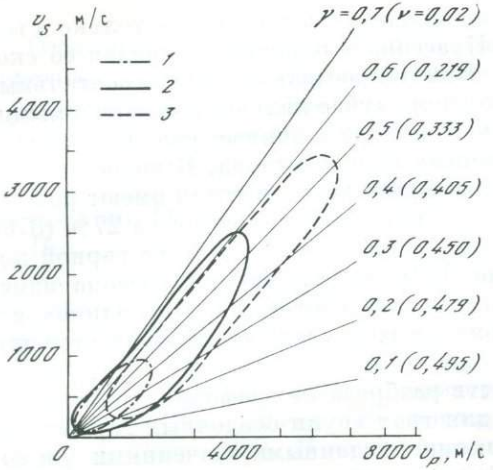
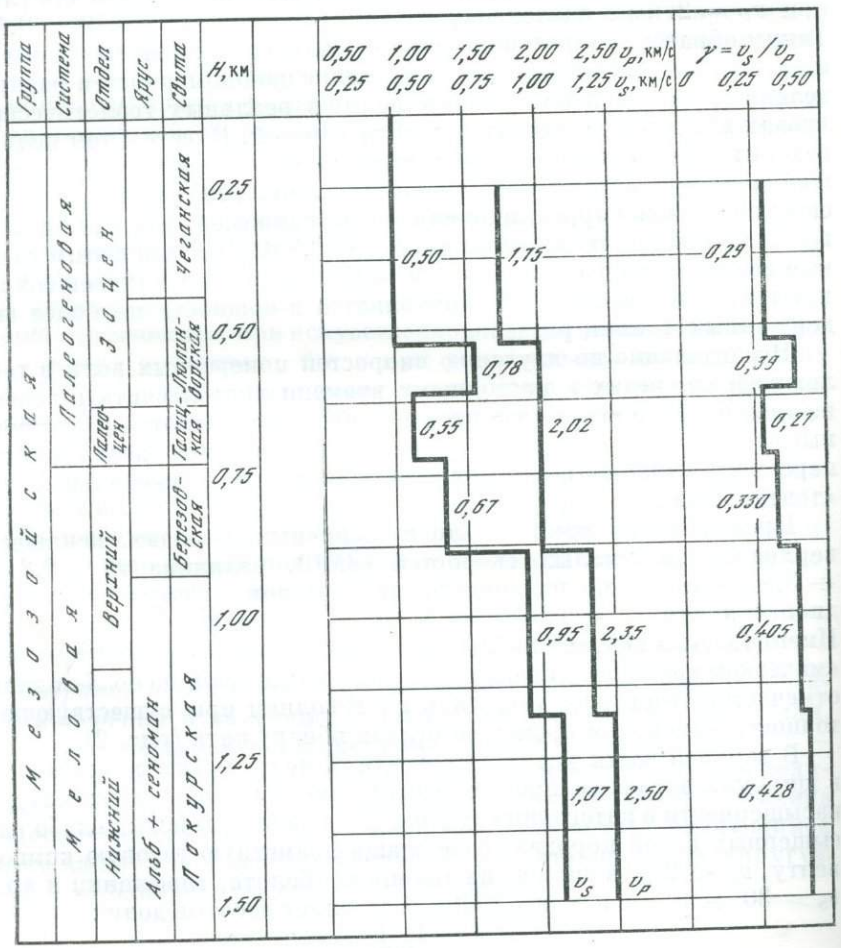


РИС. 1. Схематическое изображение корреляционных зависимостей между скоростями распространения продольных и поперечных волн для некоторых типов осадочных пород (по материалам ВНИИГеофизики)

1 — суглинки; *2* — глины + мергели; *3* — известняки

РИС. 2. Распределение пластовых скоростей v_S и v_P и их отношение $\gamma = v_S/v_P$ по данным сейсмокаротажа в Сургутском районе Тюменской области (по данным СибГЭ Миннефтепрома)



В соответствии с рис. 1 наименьшие значения γ характерны для водонасыщенных глинистых и слабо сцементированных песчанистых пород [72]; при увеличении песчанистости значения v_S и γ возрастают. Изменение литологии достаточно глубоко залегающих пород сильнее проявляется на величине v_S, тогда как изменение водонасыщенности — на v_P.

Осадочным, метаморфическим и изверженным породам с большими значениями скоростей v_P (больше 4,5—5,0 км/с) всегда соответствуют повышенные значения $\gamma \geqslant 0{,}5$. Согласно [83], исследование упругих свойств кислых и основных изверженных пород при $P \leqslant 15$ кбар показывает, что ν чаще всего не изменяется. Только в некоторых случаях обнаруживается заметное возрастание ν при повышении давления (например, гранит), а иногда отмечается сложное поведение ν от величины нагрузки. Во всех случаях увеличение давления приводит к увеличению скоростей v_P и v_S с некоторыми вариациями в градиентах.

В осадочных породах влияние давления проявляется главным образом через изменение пористости породы — с увеличением давления пористость уменьшается. Экспериментальные исследования по влиянию пористости на скорости v_P и v_S показали, что относительные изменения скорости v_S при вариации пористости приблизительно в 2—2,5 раза больше, чем соответствующие значения v_P [1], и поэтому ν увеличивается с возрастанием пористости.

Влияние температуры на v_S и ν исследовалось менее полно, чем действие давления. Отдельные измерения [49, 105] показывают, что при повышении температуры отмечается уменьшение ν, что, по-видимому, связано с разрыхлением структуры породы за счет анизотропии теплового расширения. Известно, что на скорость распространения продольных волн сильное влияние оказывает насыщенность пор породы газом за счет изменения сжимаемости скелета. Согласно существующим теоретическим представлениям [89, 95], скорость распространения поперечных волн определяется прежде всего структурой скелета породы и в меньшей степени зависит от газонасыщения. Например, согласно [98, 107], частичное заполнение неконсолидированного песка газом уменьшает скорость прохождения продольной волны на 20% и не сказывается заметно на скорости поперечных волн. Экспериментальные данные [82] указывают на некоторые изменения v_S при газонасыщении, но существенно меньшие, чем изменения v_P. В лабораторных опытах [99] с песками, обладающими начальной пористостью 22%, обнаружено, что при насыщении пор газом отношение $v_S/v_P = 0{,}756$, что при относительно низких давлениях существенно превышает предельное значение 0,707; это соответствует $\nu = -0{,}168$. Такие аномальные значения γ и ν в природных условиях, по-видимому, встречаются редко. Во всяком случае по имеющимся измерениям v_P и v_S в скважинах они пока не были обнаружены. В настоящее время проводятся теоретические исследования по изучению этого явления.

Закономерности пространственного распределения v_S в геологических средах изучены пока в меньшей степени, чем v_P. Это затрудняет получение сравнительных характеристик распределения v_P и v_S для различных типов разрезов, что является наиболее важным при комплексном использовании обоих типов волн. Тем не менее некоторые особенности можно считать установленными, во всяком случае в первом приближении.

Выше отмечалось, что диапазон изменения скоростей v_S в различных осадочных породах существенно больше, чем v_P. Такая же закономерность имеет место при перепадах скоростей между терригенными отложениями и породами консолидированной коры. Отсюда следует, и это подтверждается экспериментами [11, 4, 38, 63, 93 и др.], что большинство границ раздела с большими перепадами скоростей v_P будут еще более контрастными по v_S. Особенно отчетливо эта закономерность будет проявляться в том случае, когда один из контактирующих слоев (например, верхний) представлен глинами. В качестве примера можно указать на такие распространенные границы, как поверхность кристаллического либо древнепалеозойского фундамента или кровля соляного купола. В этих случаях $v_{2S}/v_{1S} > v_{2P}/v_{1P}$ приблизительно в 1,5—2,0 раза, что может привести к существенным различиям в структуре волновых полей по P и S волнам. В верхней части терригенного разреза нередко отмечаются границы раздела по v_S с перепадом 30—40% при неизменной скорости v_P на заданной глубине [93, 50 и др.]. Вместе с тем на границе зоны малых скоростей (ЗМС), где $v_{1P}/v_{2P} = 0{,}2 \div 0{,}3$, часто имеет место обратное явление — отсутствие отчетливой границы либо существенно меньший перепад по v_S.

Влияние газового фактора в нефтегазоносных районах может привести к тому, что положительному перепаду скоростей по продольным волнам будет соответствовать отрицательный перепад по поперечным [32]. Различие знака перепада скоростей на границе по v_P и v_S могут быть связаны также с особенностями влияния литологии на скорости продольных и поперечных волн.

Отмеченные особенности перепадов P- и S- на резких границах раздела в той или иной степени определяют закономерности поведения градиентов скоростей в первую очередь в вертикальном направлении. В осадочных породах в большинстве случаев относительные градиенты скоростей поперечных волн больше, чем соответствующие значения для продольных.

Для изверженных и метаморфических пород сколько-нибудь определенных закономерностей в соотношении перепада скоростей на границах и градиентах пока трудно установить. По-видимому, решающее значение здесь будет иметь литолого-петрографический фактор. Так, например, по измерениям на Урале [90], для верхней части земной коры относительное увеличение v_P на 23% больше, чем для v_S, что связывается с изменением вещественного состава.

Характерной особенностью распространения S-волн в осадочных образованиях является их более выраженная по сравнению

с P-волнами анизотропия. В глинистых породах коэффициент анизотропии $K_S = 1{,}35$ и выше при сравнительной их однородности [50, 54, 63, 93, 94, 84 и др.]. Наибольшие по величине коэффициенты анизотропии характерны для неглубокозалегающих пород. По анизотропии S-волн для относительно глубокозалегающих слоев (~ 1—5 км) имеются лишь отдельные данные [103], по которым пока нельзя делать определенных выводов. Имеются основания предполагать, что анизотропия скоростей, в том числе по S-волнам, связана не столько со слоистостью разреза (квазианизотропия), сколько с микротрещиноватостью, преимущественной ориентацией частиц в породе, а также с аномалиями напряженного состояния массива.

Существенно отметить, что поперечные SH- и SV-волны имеют различные индикатрисы скоростей, что дает возможность вычислять коэффициенты анизотропии при заданных положениях источника и приемников путем варьирования ориентации в пространстве плоскости поляризации. Например, регистрируя параллельно преломленные монотипные волны SSS при наблюдениях по схемам Y — y и X — x, можно вычислить коэффициент анизотропии для нижнего слоя варьированием только наклона плоскости поляризации [50, 94].

Поглощение поперечных волн. Вопрос о поглощении сейсмических волн в геологических средах является одним из наиболее трудных [37]. В экспериментальном плане это связано со сложностью разделения влияния на амплитуды колебаний собственно поглощения (рассеяния, тепловых потерь и др.) и факторов неоднородности, прежде всего явлений отражения (преломления и дифракции). К этому следует добавить сильное влияние на точность измерений амплитуд эффектов интерференции волн, наложения фона мешающих волн, частотных трансформаций импульсов.

Для целей сейсморазведки методом S-волн оценки поглощения прежде всего важны для правильного прогноза достигаемой глубины исследования геологических объектов при использовании тех или иных типов источников возбуждения. Второй аспект проблемы — возможность установления связей локальных аномалий поглощения с теми или иными особенностями геологического строения, состояния вещества на глубине, залежей полезных ископаемых. Если в первом случае важно показать отсутствие интегральных аномалий затухания поперечных волн во всей изучаемой толще или в значительной ее части, то во втором желательно выявить такие закономерности в коэффициентах поглощения α_S и α_P, которые позволили бы получить новую информацию об изучаемой среде.

Одной из первых публикаций по оценке различий в поглощении P- и S-волн является работа Б. В. Дерягина [29], основывающаяся на гипотезе упругого последействия. Отношение коэффициентов поглощения S- и P-волн, согласно [29, 93], выражается формулой

$$\frac{\alpha_S}{\alpha_P} = \frac{3}{4}\frac{\lambda_P}{\lambda_S}\frac{v_P^2}{v_S^2} = \frac{3}{4}\frac{f_S}{f_P}\frac{v_P^3}{v_S^3},$$

где λ и f — соответственно длины и частоты колебаний P- и S-волн.

Если принять $\lambda_S \approx \lambda_P$, то отношение коэффициентов затухания согласно приведенной зависимости будет обратно пропорционально величине γ^2. Например, в глинах при $\gamma = 0{,}3$ поглощение поперечных волн будет на порядок больше, чем продольных, а в крепких песчаниках и известняках при $\gamma = 0{,}5 \div 0{,}6$ — больше в 2—3 раза.

В связи с отмеченным важно было прежде всего изучить экспериментально характер поглощения поперечных волн в терригенных, особенно в глинистых отложениях. Измерения показали [17, 18, 93], что, действительно, в глинах, залегающих на глубине в несколько десятков метров, поглощение поперечных волн несколько больше, чем продольных, но отношение α_S/α_P на присущих каждой из волн частотах редко превышает 3—5, а во многих случаях порядок затухания P- и S-волн приблизительно одинаков. Только в сильно водонасыщенных породах в самой верней части разреза коэффициенты α_S и α_P могут отличаться на порядок, а иногда более.

Соотношение между затуханием S- и P-волн высокоскоростных пород земной коры достаточно хорошо изучено в сейсмологии [29, 37], а также при глубинном сейсмическом зондировании [31]. Многочисленные измерения показали, что в среднем $\alpha_S \approx \alpha_P$.

Приведенные основные сведения об относительном затухании S- и P-волн в горных породах в целом находятся в соответствии со сводными данными, приведенными в работе [13], хотя в ней в ряде случаев сравнение коэффициентов α дается на одной и той же заданной частоте, что соответственно увеличивает различие между α_S и α_P за счет несовпадения частотных спектров.

Что касается локальных эффектов поглощения, то этот вопрос изучен значительно меньше. Исследование различий в поглощении S- и P-волн в водонасыщенных и газонасыщенных средах на основе теории Френкеля — Био [47] показывает, что при замене воды в порах газом соотношение α_S и α_P с учетом различия в частотах может изменяться на обратное (например, при заполнении пор водой $\alpha_S > \alpha_P$, а при газонасыщенности $\alpha_S < \alpha_P$).

В работах [30, 92] в лабораторных условиях исследовано влияние трещин в породе на затухание P- и S-волн. Сделан важный вывод, что при глубинах более 1000 м трещины оказывают существенно большее влияние на затухание поперечных волн, чем продольных [30].

ИСТОЧНИКИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

При возбуждении поперечных волн в натурных условиях наибольшее применение на практике нашли источники типа направленной силы. В идеальном случае, соответствующем теоретическому

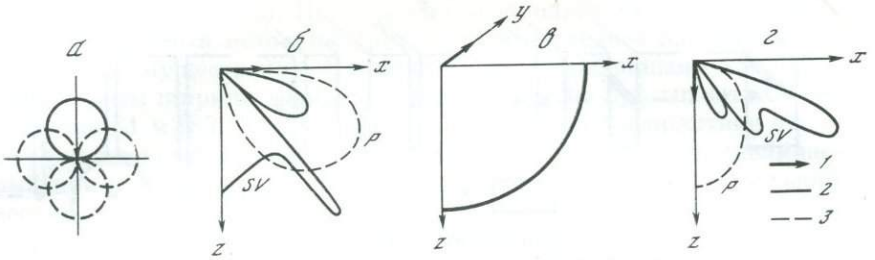


РИС. 3. Характеристика направленности источников типа приложенной к среде силы

а — сила, действующая в безграничном пространстве; *б*, *в* — горизонтальные силы на границе полупространства; *г* — вертикальная сила на границе полупространства. *1* — направление действия силы; *2* — поперечные волны; *3* — продольные волны

решению задачи [17, 18, 79], сжатие среды в направлении действия силы должно сопровождаться разрежением в тыльной части. Рассматриваемый источник генерирует в общем случае как поперечные, так и продольные волны. В безграничном однородном пространстве характеристики направленности обоих типов волн будут иметь сферическую форму (рис. 3, *а*), причем максимум амплитуды для P будет отмечаться вдоль линии действия силы, для S — в перпендикулярном направлении. В экстремальных точках A_S/A_P равно величине v_P^2/v_S^2, т. е. всегда больше 2.

На границе однородного полупространства (горизонтальная плоскость) следует отдельно рассматривать горизонтальную и вертикальную силы. В обоих случаях характеристики направленности имеют более сложный вид, чем в безграничном пространстве. Для горизонтально действующей силы (рис. 3, *б*) характер генерируемого волнового поля существенно зависит от азимута. В плоскости действия силы будут наблюдаться поперечные волны SV, поляризованные в лучевой плоскости, и продольные волны. Характеристика направленности волны SV имеет достаточно сложный вид, но в окрестности оси z амплитуда смещения близка к максимальной. В плоскости, перпендикулярной направлению силы, как уже отмечалось выше, конечную амплитуду будет иметь только поперечная волна SH, имеющая круговую характеристику направленности и поляризованную в плоскости, перпендикулярной лучевой (рис. 3, *в*). Если к границе полупространства приложена вертикальная сила, то в любой вертикальной плоскости, проходящей через точку действия силы, волновая картина сохраняется неизменной. Характеристика направленности волны P имеет форму, близкую к круговой, а волны SV — сложной конфигурации с двумя лепестками (рис. 3, *г*).

Поскольку при сейсмических исследованиях, особенно по методу отраженных волн, важно возбудить поперечные волны в вертикальном (субвертикальном) направлении, то наиболее целесообразно использовать воздействие типа горизонтальной силы с

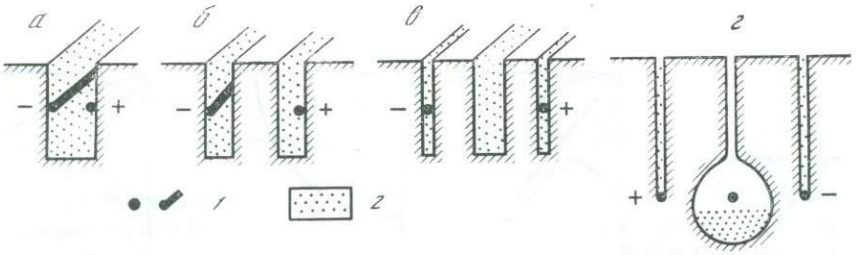


РИС. 4. Схематическое изображение основных типов взрывных импульсных источников

а — траншейный источник; *б* — барьерный; *в* — барьерно-щелевой; *г* — скважинный камуфлетный.
1 — положение заряда (точечного распределенного); *2* — область, заполняемая рыхлым грунтом

преимущественной ориентацией по оси Y (рис. 3, *б*). Полевые эксперименты показали, что наилучшее соответствие с теорией достигается в том случае, если сила прикладывается к платформе (подставке), жестко скрепленной со средой и имеющей минимальные по площади выступающие части в направлении действия силы, создающей компрессионный эффект [74, 75]. Воздействие на платформу производится как в виде механического удара [74], так и путем горизонтальной вибрации с переменной частотой [50, 96].

В начальный период исследований по созданию метода поперечных волн было показано, что в относительно жестких грунтах сдвиговые волны достаточно высокой частоты возбуждаются при помощи ударов по вертикальной стенке искусственной полости [93, 63]. Следующим шагом развития такого способа явилась замена механического удара несимметричным взрывом, создаваемым в траншее, заполненной рыхлым грунтом, играющим роль поглотителя ударных волн. При оптимальном выборе величин зарядов такой источник по своим показателям вполне сопоставим с ударным [67, 63, 69]. Изобретение способа селекции по направленности в источнике (1964 г.), использующего свойство инверсии фазы волны S при обращении знака воздействия [63], позволило резко снизить требование к частоте сдвигового воздействия и применить различные типы взрывных источников, обладающих хорошими технологическими показателями в части простоты их реализации и соответственно высокой производительности работ при массовых профильных наблюдениях. Основные виды взрывных источников, получивших широкое практическое применение, изображены схематически на рис. 4. По характеру расположения заряда q относительно полости, создающей асимметрию воздействия, взрывные источники подразделяются на внутриполостные и внеполостные [75].

Внутриполостные источники бывают двух типов. В первом заряд размещается в пределах искусственной полости (рис. 4, *а*, *б*) в непосредственной близости от одной из ее границ

(рабочая поверхность). Полость всегда заполняется рыхлым грунтом. Траншейный источник (рис. 4, *а*) в последнее время используется преимущественно в варианте с распределенными зарядами ДШ, причем ширина траншеи в этом случае не превышает 40 см, а глубина 1 м [85]. Очень широкое применение на практике получил упрощенный вариант траншейного источника, подготавливаемый при помощи ножевых погружателей [33, 73], обеспечивающий весьма высокую производительность работ и хорошее качество записей полезных волн и глубину исследования до 5 км.

Второй тип внутриполостного источника получил название «барьерный» (рис. 4, *б*). В этом случае [50, 86] асимметрия воздействия на среду в горизонтальном направлении создается не только вследствие более быстрого поглощения энергии ударной волны в рыхлом заполнителе полости, но дополнительно за счет потерь на отражение от специальных барьеров (перегородок). В простейшем однобарьерном варианте используются две параллельные траншеи шириной 15—20 см, разделенных перегородкой, ширина которой зависит от свойств грунта и в песчано-глинистых осадках обычно составляет 30—50 см. Имеет значение также глубина траншеи (высота барьера), глубина погружения ДШ и свойства грунта. Барьерный источник широко применяется в зимних условиях, когда особенно важно предельно сократить размеры искусственных полостей и вместе с тем обеспечить необходимую мощность источника [15, 50, 75].

Внешнеполостной тип источника основан на создании асимметрии воздействия на среду за счет отражения и рассеивания ударных волн на поверхности искусственной полости. Заряд в этом случае размещается в узкой щели (рис. 4, *в*) либо в скважине (рис. 4, *г*) на некотором расстоянии от полости. В щелевом варианте [50, 75] полость выполняется в виде траншеи, обычно заполняемой рыхлым грунтом, а в качестве ВВ всегда используется ДШ. В камуфлетном источнике (рис. 4, *г*) полость создается при помощи дополнительного взрыва Q в специальной центральной скважине. В рабочих скважинах взрываются сосредоточенные заряды q, причем, как правило, $q < Q$. Камуфлетный источник относится к типу приповерхностных ($h = 2 \div 5$ м), когда значение $2h/v_S$ сравнимо с периодом колебаний в S-волне, но меньше протяженности импульса. С этим источником выполнен очень большой объем работ по методу отраженных волн [63, 92, 94,103].

Все взрывные источники обеспечивают удовлетворительное качество выделения поперечных волн на записях только при размещении зарядов в грунтах с относительно небольшой водонасыщенностью. Кроме того, применение их возможно в инверсионном варианте, т. е. при вычитании противоположно направленных воздействий. Эффект вычитания проявляется в увеличении отношения сигнал/помеха в 5—10 раз [63]. Полезные отраженные и преломленные волны уверенно выделяются только на разностной (Δy) сейсмограмме.

Все рассмотренные выше ударные и взрывные импульсные ис-

точники относятся к типу поверхностных либо приповерхностных. Только камуфлетный источник (рис. 4, *г*) в опытном порядке был испытан в заглубленном варианте [8, 50]. Вместе с тем очевидно, что во многих случаях (например, в районах с сильной заболоченностью) применение заглубленных источников является единственным реальным средством получения удовлетворительных записей глубинных поперечных волн в летних условиях. Из источников типа направленной горизонтальной силы достаточно большой мощности к настоящему времени созданы взрывной и пневматический варианты скважинных снарядов, имеющих специальные приспособления для создания асимметрии воздействия [68, 42]. Они рассчитаны на использование в режиме синхронного накапливания.

Источник типа горизонтальной направленной силы является, по-видимому, идеальным при проведении профильных наблюдений, так как имеет равномерную характеристику в субвертикальном направлении. Вместе с тем он обладает очень неравномерным излучением по азимутам, что затрудняет его использование при площадных наблюдениях. Основываясь на принципах создания воздействия типа направленной горизонтальной силы, разработаны два типа симметричных инверсионных взрывных источников, обладающих равномерной азимутальной характеристикой направленности [50, 87]. Один из них, получивший название «роторный», излучает только поперечные *SH*-волны и выполняется на практике в виде N элементарных взрывных источников, расположенных по радиусам от R_1 до R_2 из заданного общего центра. Воздействие (последовательно плюс и минус) направлено перпендикулярно радиусам, что создает вращательный момент в среде. В реальных условиях $R_1 = 5 \div 10$ м, так как при меньших начальных значениях R может быть нарушена инверсионность источника. Идеальная равномерность излучения по азимуту будет при $N \to \infty$, но уже при $N = 8 \div 12$ обеспечивается отклонение от круговой характеристики в пределах не более 5% [87].

Симметричное инверсионное воздействие, генерирующее волны *SV*, реализовано в форме «кольцевого» источника. Он выполняется при помощи любого из четырех видов взрывных воздействий (рис. 4) путем расположения экспериментальных источников по кольцу радиуса R. Наиболее строго равномерное излучение по всем направлениям будет вполняться при расположении вдоль кольца непрерывного заряда ДШ при реализации траншейного, барьерного либо щелевого вариантов (рис. 4, *а—в*). Оба типа указанных симметричных источников успешно испытаны в полевых условиях.

К симметричным относятся также источники типа вертикальной силы (рис. 3, *в*) и цилиндрического центра расширения [101, 14]. Первый из них затруднительно реализовать в инверсионном варианте. Что касается второго, нашедшего широкое применение [6, 93] при обращенном сейсмическом каротаже неглубоких скважин путем взрывания относительно малых зарядов на глубине, то

он может быть применен как инверсионный, если взрывы производить последовательно в двух скважинах, наклоненных к вертикали под углом $\pm 45°$. Эксперименты показали перспективность его использования в режиме накапливания.

К сожалению, большая часть отмеченных симметричных источников страдают одним существенным недостатком — они не излучают энергии в вертикальном направлении. Однако следует иметь в виду, что зона малых амплитуд вблизи вертикали не очень велика, и потому симметричные источники вполне применимы на практике при площадных наблюдениях, в том числе в методе отраженных волн.

Отметим, что к настоящему времени опубликованы описания большого количества патентов по способам импульсного возбуждения поперечных волн. Подавляющее большинство их не реализовано на практике. По-видимому, наибольшее значение в будущем будут иметь импульсные источники ударного типа, в том числе основанные на принципе реактивной отдачи.

Параллельно с импульсными быстро развиваются вибрационные способы возбуждения поперечных волн. Принципы вибрационного возбужения поперечных волн остаются такими же, как и для продольных волн [16, 50, 91, 96, 106], если не считать некоторых конструктивных особенностей. Специфика генерации S-волн источником типа горизонтальной силы состоит прежде всего в характере связи излучающей платформы с грунтом и способах ее обеспечения. Имеются также некоторые различия в выборе диапазона частот вибрирования.

В методе продольных волн надежный контакт плоской нижней поверхности платформы с грунтом достигается созданием статической нагрузки (вес автомашины, на которой обычно монтируется вибрационная установка). Это требование остается в силе и в методе поперечных волн. Однако если поверхность платформы оставить плоской, то при горизонтальном вибрировании будет наблюдаться проскальзывание и соответственно неполная передача энергии в среду. В связи с этим нижняя поверхность платформы снабжается коническими зубьями, внедряемыми в грунт под влиянием статической нагрузки и под воздействием вибрирования. Конструкция зубьев выбирается таким образом, чтобы даже в случае слабых грунтов терригенного состава платформа в конце заданного сеанса вибрации не погрузилась бы в породу на всю высоту зубьев. В противном случае эффективный диапазон частот автоматически будет сокращен, что приведет к изменению амплитуды и формы свернутых при обработке испульсов. Кроме того, данное требование важно для того, чтобы обеспечить при необходимости повторение сеанса в той же точке возбуждения колебаний, а также исключить образование люфтов между рабочими поверхностями зубьев и грунтом.

Что касается диапазона излучаемых частот, то, как показывает пока еще небольшой опыт вибрационной сейсморазведки на поперечных волнах, он по сравнению с возбуждением P волн суще-

ственно смещается в сторону низких частот. Как правило, нижняя частота равна 5—7 Гц, верхняя — 25—35 Гц. Чрезвычайно важный вопрос всемерного повышения частот поперечных волн является одной из главных задач вибрационной сейсморазведки на ближайшее будущее.

Как показал опыт работ с имеющимися горизонтальными вибраторами, при вибрировании в направлении y (перпендикулярно профилю) уровень колебаний после свертки на z-компоненте существенно меньше, чем на соответствующих сейсмограммах, полученных с взрывными источниками. Следствием этого явилось то, что перед вступлением первых поперечных волн на y-компоненте совершенно отсутствует фон продольных и обменных PS-волн, часто отмечаемый при импульсном возбуждении и снимаемый, как указывалось выше, способом вычитания разнонаправленных воздействий. При вибрационном способе возбуждения подобное вычитание не реализуется, но зато производится при обработке сигнала другая эффективная операция. Дело в том, что за один период вибрации на заданной частоте f необращающаяся волна, которая при наличии конических зубьев всегда будет существовать, возбуждается дважды при воздействии на среду каждой из рабочих поверхностей зубьев. Отсюда следует, что необращающиеся волны будут иметь частоты $2f$, которые нетрудно отфильтровать в процессе обработки сигналов.

Выше были рассмотрены управляемые источники поперечных волн, основанные на искусственном создании в среде сдвиговых деформаций. Именно такие источники обеспечивают в устойчивой форме высокое качество выделения волн заданной поляризации, что особенно важно при использовании динамических методов интерпретации волновых полей. Вместе с тем очень часто поперечные волны спонтанно возникают при обычных точечных взрывах вблизи поверхности земли в скважинах и шурфах [35, 40, 59, 81, 88]. В большинстве случаев S-волны при спонтанном возбуждении регистрируются на x- и z-компонентах, что объясняется влиянием субгоризонтальной свободной границы и более отчетливым проявлением вертикальных неоднородностей в разрезе по сравнению с горизонтальными. Однако уже в первые годы систематического изучения волновых полей сдвиговых волн [93] было замечено, что при симметричных взрывах могут возникать непосредственно в источнике волны SH. Это явление получило название «естественная направленность» [50, 63, 93], тем самым подчеркивается, что оно связано с особенностями среды, включая аномалии поля напряженного состояния. Попутно полезно отметить, что «естественная направленность» часто отмечается при возбуждении колебаний заглубленными ядерными взрывами [60]. Явление естественной направленности при использовании управляемых взрывных источников нередко создает трудности при обработке сейсмограмм, не позволяя, в частности, оптимизировать операцию вычитания воздействий.

ОСОБЕННОСТИ РЕГИСТРАЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН

При наблюдениях на поверхности земли поперечные и обменные волны различных типов практически всегда регистрируются горизонтальными (x, y) сейсмографами. Только при выходах на поверхность высокоскоростных пород в случае больших удалений от источника поперечные волны имеют значительную вертикальную составляющую. При постановке исследований в простых структурных условиях с небольшими углами наклона границ раздела и малыми горизонтальными составляющими градиента скорости волны SH во многих случаях достаточно регистрировать только на y-, а волны SV и PS — только на x-компоненте. В сложных тектонических условиях, а иногда и в районах с умеренной дислоцированностью среды необходимо предварительно провести опыты с регистрацией на двух горизонтальных компонентах (x, y), с тем чтобы оценить роль побочных составляющих в общей горизонтальной проекции вектора смещения.

Чрезвычайно важно обеспечить правильную ориентировку сейсмоприемников как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях с точностью около $\pm 5°$. Следует также иметь в виду, что горизонтальные сейсмографы более чувствительны к условиям контакта корпуса прибора с грунтом [12] и потому необходимо тщательно следить за соблюдением стабильности установки сейсмоприемников. При выборе параметров групп сейсмоприемников, кроме углов подхода полезных и мешающих волн, следует принимать во внимание более сильное искажение осей синфазности поперечных волн за счет поверхностных неоднородностей.

Отличительной особенностью поперечных и большинства типов обменных волн являются существенно меньшие значения кажущихся скоростей. Непродольные волны регистрируются на более интенсивном фоне помех. Отсюда вытекает, что системы наблюдений, в особенности в методе отраженных SS- и PS-волн, должны быть более плотными, чем для волн P. Расстояния между центрами групп и протяженность последних целесообразно сократить приблизительно в 2 раза по сравнению с соответствующими параметрами для продольных волн, а количество сейсмографов в группах желательно увеличить до 20 и более. В системах многократных перекрытий, применение которых при регистрации волн SS и PS совершенно обязательно, необходимо стремиться увеличивать кратность, доводя ее до 24 и более. Что касается выбора интервала наблюдений (вынос, максимальное расстояние источник—приемник), то он определяется конкретными условиями оптимальной регистрации и возможностью подавления кратных волн. В методе обменных отраженных волн PS, когда в точке источника амплитуда смещений равна нулю, всегда применяют вынос не менее 200—300 м. Как показывает опыт, максимальное удаление источник—приемник в среднем должно быть меньше, чем в методе продольных отраженных волн.

При выборе рациональных систем наблюдений при совместном использовании различных типов волн (продольных, поперечных, обменных) должны быть также приняты во внимание соображения другого характера. Например, продольные и обменные преломленные (проходящие, головные, рефрагированные) волны в целях более надежного сопоставления параметров и оперативного определения их природы предпочтительнее регистрировать на одной и той же сейсмограмме с сохранением одинаковых параметров расстановки сейсмографов. В определенной степени это относится и к обменным отраженным волнам, хотя и не всегда. Применение различных параметров при регистрации P- и S-волн, безусловно, осложняет технологию работ комплексным методом, в том числе и на этапе цифровой обработки данных. Поэтому на практике часто предпочитают использовать одинаковые параметры при регистрации различных типов волн, хотя это и не всегда оправдано. Оптимальная позиция в этом отношении будет выработана только в процессе массового опробования метода многоволновой сейсморазведки.

Частота. Характерной особенностью S-волн, особенно при возбуждении и распространении их в терригенных отложениях, является смещение спектров регистрируемых импульсов в сторону более низких частот по отношению к спектрам P-волн. Этот факт хорошо известен в сейсмологии. Например, для относительно слабых землетрясений ($\lg E \leqslant 13$), согласно [51], отношение видимых частот поперечных и продольных волн выражается эмпирической зависимостью

$$\frac{f_S}{f_P} = \frac{10{,}6 - 0{,}76 \lg E}{14{,}3 - 0{,}94 \lg E}.$$

Это отношение близко к значению v_S/v_P для кристаллических пород, в которых проводилось измерение, но несколько выше его. Например, для относительно слабых толчков при $\lg E = 5$ $f_S/f_P = 0{,}7$, что на 25—30% больше v_S/v_P (в консолидированной коре $f_S/f_P = 0{,}54 \div 0{,}56$). Аналогичные соотношения выведены при возбуждении волн взрывами [31, 60], но вместе с тем в этих работах отмечается большая дисперсия измеряемых частот, связанная прежде всего с грунтовыми условиями в области источника. Согласно [31], для коровых волн в некоторых случаях отмечаются $f_S > f_P$.

В терригенных отложениях по наблюдениям в неглубоких скважинах $f_S/f_P \approx 1{,}5 \div 2$ при $\gamma \approx 0{,}3$. На рис. 5 приведены частотные спектры, рассчитанные по наблюдениям в скважинах глубиной 94 м (*а*) и 101 м (*б*) с идентичными сейсмогеологическими разрезами [93]. Можно видеть, что спектры P-волн шире, чем S, что особенно отчетливо отмечается на рис. 5, *а*. Различие в спектрах волн S на двух скважинах в данном случае объясняется неодинаковыми условиями возбуждения. Существенно отметить, что спектр S-волны на рис. 5, *б* имеет достаточно высокий уровень амплитуд на частотах 60—70 Гц.

Многочисленные измерения в скважинах и на поверхности показали, что преобладающие частоты поперечных волн определяются прежде всего грунтовыми условиями в области источника. Избирательное поглощение в процессе распространения волн, как правило, играет подчиненную роль. В слабых и сильно увлажненных грунтах f_S приблизительно в 2 раза ниже, чем в сухих породах. Как известно, аналогичная зависимость отмечается и для P-волн, но в случае волн S она проявляется более отчетливо.

Известно, что в формировании частотного спектра волны большую роль играют явления отражения и преломления на тран-

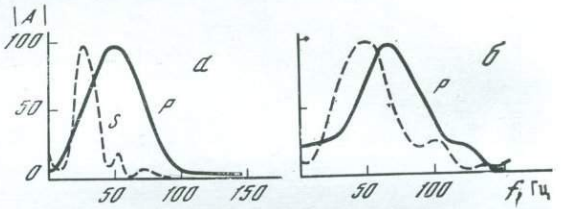


РИС. 5. Спектры продольных и поперечных волн по данным измерений в неглубоких скважинах

зитивных [1] границах. Поскольку характеристики переходных слоев по P- и S-волнам различны, то это может заметно повлиять на соотношение частот. Указанные соотношения между частотами P- и S-волн в целом не противоречат теоретическим представлениям [79, 26, 27] о преобладающих частотах источников типа сферического центра давления и центра вращения, действующих в безграничной среде и генерирующих соответственно продольные и поперечные SH-волны. При одних и тех же размерах указанных источников соотношение между преобладающими частотами выражается зависимостью

$$f_P/f_S = \frac{4}{\sqrt{3}}\sqrt{1-\gamma^2}.$$

Для реальных значений γ это отношение близко к 2.

Частоты обменных волн типа PS также, как правило, ниже продольных и занимают в методе отраженных волн промежуточное положение между монотипными P- и S-волнами. Высказываются предположения [19], что трансформация частот в волне PS происходит непосредственно на границе обмена; этот вопрос требует дальнейшего изучения.

При исследовании больших диапазонов глубин до 5—6 км и более f_S уменьшается по мере увеличения глубины залегания отражающего горизонта за счет избирательного поглощения среды приблизительно в той же пропорции, что и для f_P (ориентировочно в 1,5 раза в указанном диапазоне глубин).

На рис. 6 дается сопоставление сейсмограмм P и S отраженных волн, полученных в Прикаспийской впадине с использованием взрывных источников. Наряду со сходством общего облика сейсмо-

[1] Имеются в виду границы в виде тонкого градиентного слоя.— *Примеч. ред.*

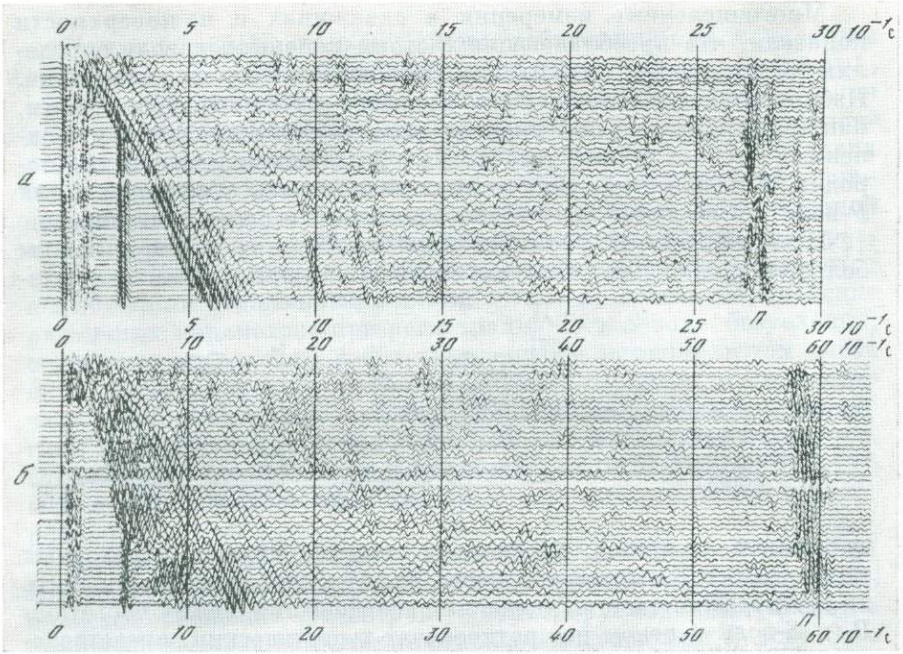


РИС. 6. Сопоставление сейсмограмм *PP* и *SS* отраженных волн

а — продольные волны; *б* — поперечные *SH*-волны; *П* — отражение от подсолевого горизонта

грамм (с учетом соотношения временных масштабов) обращает на себя внимание существенное различие в частотах, форме импульса и характере прослеживаемости подсолевого отражающего горизонта, залегающего на данном участке на глубине более 5 км.

Поляризация. Важнейшим свойством *S*-волн являются их более выраженные по сравнению с *P*-волнами поляризационные характеристики. Это, естественно, вытекает из того, что если в *P*-волне частицы среды перемещаются только вдоль луча, то в сдвиговой волне они могут двигаться перпендикулярно лучу в любом направлении. Наиболее важно при сейсмических наблюдениях на поверхности Земли знать характер поляризации в горизонтальной плоскости в первую очередь потому, что она связана с латеральными неоднородностями среды, изучение которых является главной задачей при большинстве видов сейсмических исследований. Учет поляризационных свойств играет также большую роль при выборе систем наблюдений и способов обработки данных.

Теоретические расчеты для изотропных моделей сред с наклонными границами показывают [63], что при углах падения в 10° отраженные обменные волны *PS* на побочной (*y*) компоненте при любых азимутах будут в несколько десятков раз меньше, чем

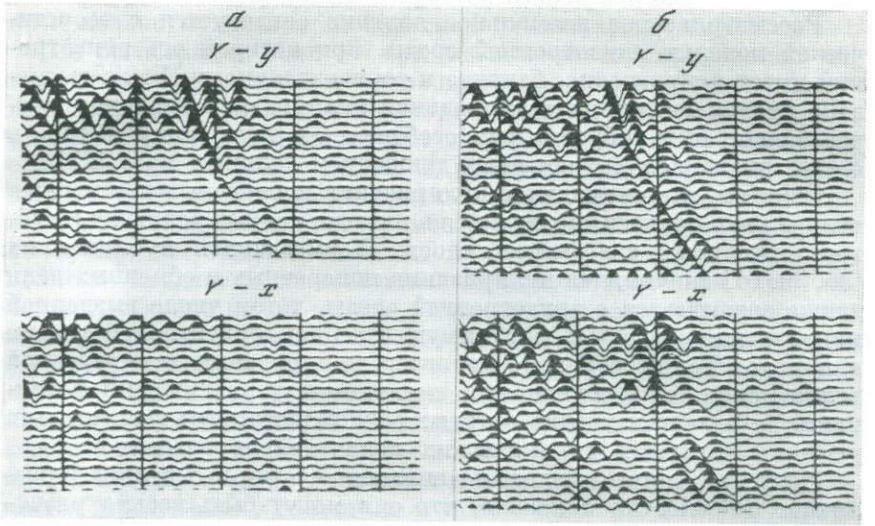


РИС. 7. Пример аномальной поляризации поперечных волн в горизонтальной плоскости (возбуждение — Y-сила; прием x, y)

а — профиль ориентирован вкрест простирания отражающего горизонта ($\alpha = 0$); *б* — профиль ориентирован под углом $\alpha = 45°$ к направлению падения

на основной компоненте (x). Только при углах около 40° отношение $A_y/A_x = 0{,}5 \div 0{,}6$. В случае источника типа горизонтальной силы [57] отношение побочной компоненты отраженной волны к основной (совпадающей с направлением силы) не превышает приблизительно 0,2 для углов наклона границы до 10° и 0,7 — для углов 40°. Близкие оценки получены для проходящих волн PS, обменявшихся на наклонных границах [58].

Имеющиеся к настоящему времени многочисленные экспериментальные данные по поляризации поперечных и обменных волн [20, 31, 63, 72] часто очень сильно отличаются от теоретически предсказываемых на основе изотропных моделей. В качестве примера аномальной поляризации поперечных отраженных волн в горизонтальной плоскости на рис. 7 приведены сейсмограммы x- и y-составляющих при возбуждении волн источником типа горизонтальной Y-силы. Наблюдение проводилось на склоне соляного купола (Прикаспийская впадина), где истинный угол наклона в мезозойской надсолевой толще не превышал 5°, и, следовательно, на основе сказанного выше побочная компонента x должна быть мала по сравнению с основной при любой ориентации профиля по отношению к линии падения — восстания (α). При угле $\alpha = 0$ (рис. 7, *а*) волна отмечается преимущественно на основной составляющей y, тогда как при $\alpha = 45°$ (рис. 7, *б*) побочная компонента вполне сравнима по амплитуде с основной. Имеются примеры, когда в подобных условиях побочная компонента превышает основную.

Рассматриваемое аномальное явление согласуется с теоретической моделью анизотропной среды, при которой ось анизотропии имеет направление, близкое к горизонтальному. Было высказано предположение, что аномальная поляризация в данном случае может быть обусловлена особенностью поля напряжений в среде, вызванном современным движением соляных масс [25].

Отметим, что аномальная поляризация поперечных и обменных волн в ряде случаев наблюдается в платформенных условиях с субгоризонтальным залеганием слоев. В имеющихся публикациях [36, 39, 61] аномальная поляризация поперечных и обменных волн также связывается с анизотропией среды, в том числе вызванной микротрещиноватостью и преимущественной ориентацией частиц в породе. Таким образом, характер поляризации в поперечной волне может быть обусловлен, по-видимому, различными факторами, детальное изучение которых может расширить возможности решения обратных динамических задач сейсморазведки.

Изучение формы диаграмм движения частиц в S-волнах в различных плоскостях показало, что они могут быть весьма разнообразными — от близких к линейным до круговых и сложной формы, в том числе с изменением направления вращения. Разнообразие форм диаграмм движения частиц в значительной степени связано с временными сдвигами импульсов на x- и y-компонентах за счет того, что в анизотропной среде скорость распространения волны зависит от ориентации плоскости поляризации.

Структура сейсмограмм. При наблюдениях по схеме $Y - y$ общая структура сейсмограмм обменных SH-волн после отсеивания необращающихся помех в общих чертах сходна с соответствующими записями волн P, если принять во внимание различие масштабов временной развертки. Сказанное относится как к преломленным волнам в области первых вступлений, так и к отраженным от основных устойчивых границ раздела (рис. 6). Но структурную общность сейсмограмм следует понимать как сохранение их внешнего вида без учета подчас важных особенностей и деталей, причем только для относительно простых геологических условий с умеренной дислоцированностью слоев. Различия в деталях могут проявиться в структуре первых вступлений (например, появление относительно высокоскоростных волн SH и SV на меньших расстояниях от источника, чем на P-сейсмограмме), количестве регистрируемых однократных отраженных волн, характере наложения кратных волн. Часто наблюдаемой особенностью SH-сейсмограмм является существенно больший динамический диапазон регистрируемых волн, проявляющийся прежде всего в наличии очень интенсивных относительно низкочастотных колебаний в начальной части сейсмограммы после вычитания необращающихся помех. Они представляют собой преломленные и поверхностные волны, образующиеся на границах раздела, залегающих на глубинах приблизительно 5—20 м и более. Отметим, что интенсивность волн Лява, возникающих на неглубоко залегающих границах, резко ослабевает при погружении сейсмографо-

ниже подошвы зоны малых скоростей (ЗМС), что было убедительно показано путем постановки специальных экспериментов.

По регистрации волн SV при использовании управляемых инверсионных источников к настоящему времени накоплен существенно меньший экспериментальный материал, чем по волнам SH, но вместе с тем достаточный для уверенных выводов об основных особенностях волновых полей. В принципе сейсмограммы, полученные по схеме $X - x$, при прочих равных условиях должны быть, и это подтверждается в эксперименте, в большей степени засорены помехами, чем сейсмограммы SH по схеме $Y - y$, даже если выполнено вычитание записей плюс—минус воздействий. Это, во-первых, связано с тем, что на x-компоненте даже при идеальном x-воздействии в отличие от схемы $Y - y$ всегда будет существовать фон регулярных продольных и обменных (PS и SP) волн. Во-вторых, при использовании взрывных источников практически повсеместно присутствует составляющая вертикального воздействия, которая в сравнительно малой степени влияет на y-компоненту, но закономерно порождает интенсивные поля необращающихся продольных, обменных и поперечных SV-волн на x-компоненте. Последние следует рассматривать как некоторую регулярную составляющую, препятствующую выполнению корректной операции вычитания записей от плюс—минус воздействий. Отмеченные трудности регистрации SV-волн не являются вместе с тем непреодолимыми. Применение существующих разнообразных способов борьбы с помехами, особенно при использовании систем с многократными перекрытиями, позволяет в большинстве случаев достаточно надежно выделить полезные сигналы в виде, пригодном для последующей интерпретации.

На рис. 8 приведены разностные и суммарные сейсмограммы на x- и z-компонентах при возбуждении X-силой, полученные в Прикаспийской впадине, где устойчиво регистрируется отраженная волна, приуроченная к подошве неокома (горизонт III). По совокупности четырех сейсмограмм можно судить о характере регистрации всех типов отраженных волн, возникающих на горизонте III — PS, PP, SS, SP. Первые две из них отмечаются на суммарных сейсмограммах, последние две — на разностных. Обращает на себя внимание, что на x-компоненте разностной сейсмограммы остается очень высокий фон колебаний в начальной части сейсмограммы, который приблизительно в 3 раза превышает соответствующий уровень колебаний на y-компоненте разностной сейсмограммы в случае возбуждения Y-силой [94, с. 14—15].

В качестве низкоскоростных помех при наблюдениях по схеме $X - x$ выступают волны Рэлея часто в смеси с волнами Лява, нередко имеющими заметную x-составляющую за счет неидеальности воздействия в неоднородной среде и аномальной поляризации. Определенное значение в ближней части сейсмограммы имеют преломленные волны, возникающие в самой верхней части разреза.

Обычно на одних и тех же профилях проводятся наблюдения как по методу S-, так и P-волн. С экономических позиций естест-

венно стремление зарегистрировать P- и S-волны от одного и того же источника. При использовании SH-волн это возможно только в случае применения источников, не отличающихся большой «чистотой». К таковым, в частности, относятся взрывные источники, которые генерируют одновременно SH- и P-волны. В этой ситуации на разностной сейсмограмме Δy регистрируются при соблюдении определенных условий преимущественно волны SH, а на суммарной Σz — волны P. В случае использования скважинного камуфлетного источника (рис. 4, *г*) при взрывах в центральных скважинах, предназначенных для образования полостей, регистрируются P-волны, а в крайних — S.

Отметим, что структура сейсмограмм S-волн при вибрационном возбуждении после свертки в основном не отличается от разностных сейсмограмм, получаемых с использованием взрывных источников, в том числе по частотному составу колебаний [75], однако накоплен небольшой опыт вибрационного возбуждения волн S. Общий характер волнового поля S при вибрационном возбуждении (комплекс «Вибролокатор») можно видеть на примере сводной сейсмограммы ВСП (рис. 9), полученной в Дагестане. Недостаточная отчетливость восходящих отраженных волн в данном случае объясняется относительно невысоким динамическим диапазоном в связи с использованием аналоговых узлов в аппаратуре.

Сейсмограммы обменных волн могут иметь разнообразную структуру в зависимости от их типов в тех или иных геологических условиях. Форма осей синфазности, ввиду особенностей их кинематики в условиях наклонного залегания и криволинейности границ раздела, часто сильно отличается от таковой для монотипных волн. Поэтому, чтобы правильно разобраться в природе обменных волн и обеспечить их прослеживание, в том числе с использованием признаков дискретной корреляции, необходимо проводить регистрацию параллельно на двух (x, z), а еще лучше на трех (x, y, z) компонентах и тщательно анализировать как временные соотношения, так и динамические особенности различных составляющих с параллельным расчетом временных полей и амплитудных зависимостей. В рамках данной работы не представляется возможным детально останавливаться на особенностях записей обменных волн различных типов [4, 7, 11, 43, 53, 63, 93, 94]. Пример регистрации обменных отраженных PS- и SP-волн приведен на рис. 8, *а*, *г*. Отметим, что отраженные волны PS обычно проявляются на записях уже на малых расстояниях от источника.

В заключение укажем, что поперечные и обменные PS глубинные волны нередко имеют значительную вертикальную составляющую, что при определенных условиях затрудняет выделение продольных отраженных волн [52]. При глубинном сейсмическом зондировании в условиях выхода на поверхность консолидированных пород вертикальная составляющая волн S может даже быть доминирующей, поскольку при отсутствии заметных вертикальных

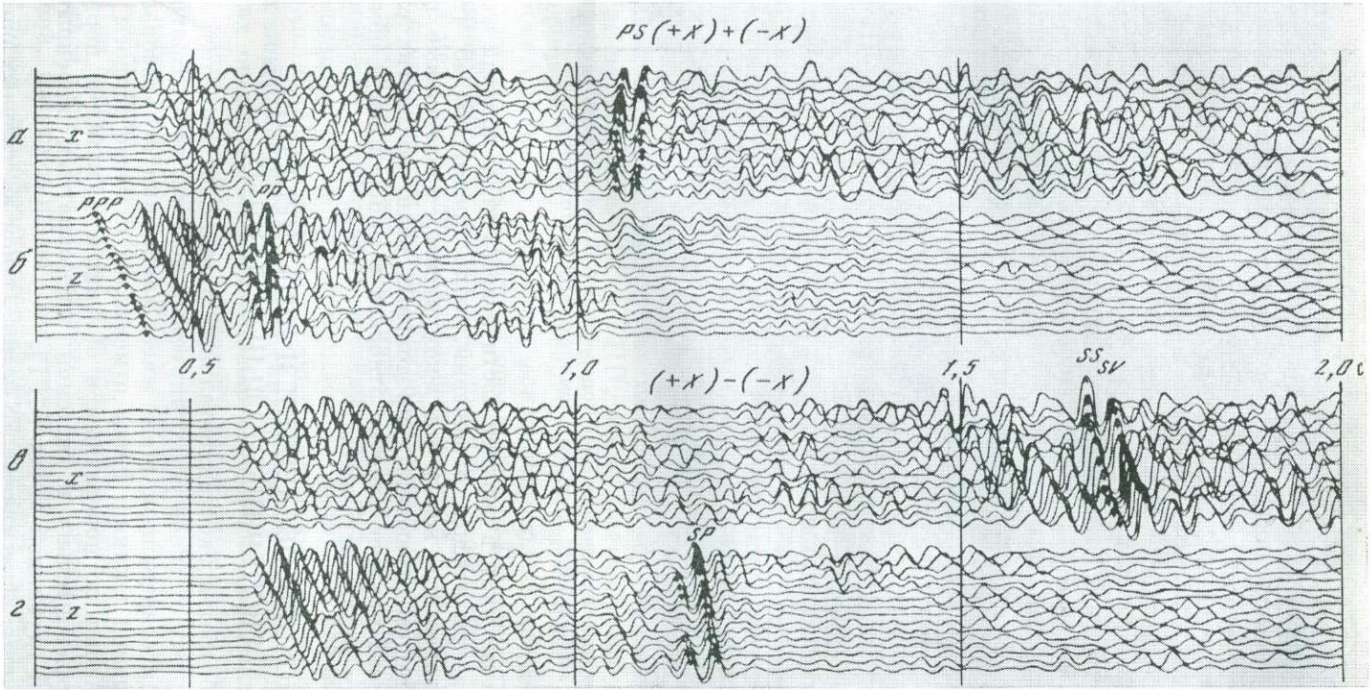


РИС. 8. Регистрация продольных, поперечных SV и обменных отраженных волн на суммарных и разностных сейсмограммах (возбуждение — $\pm$ X-сила, прием — x, z)

а, б — суммарные сейсмограммы x- и z-составляющих; *в, г* — разностные сейсмограммы x- и z-составляющих (фиксированные волны соответствуют горизонту *III* — подошва неокома)

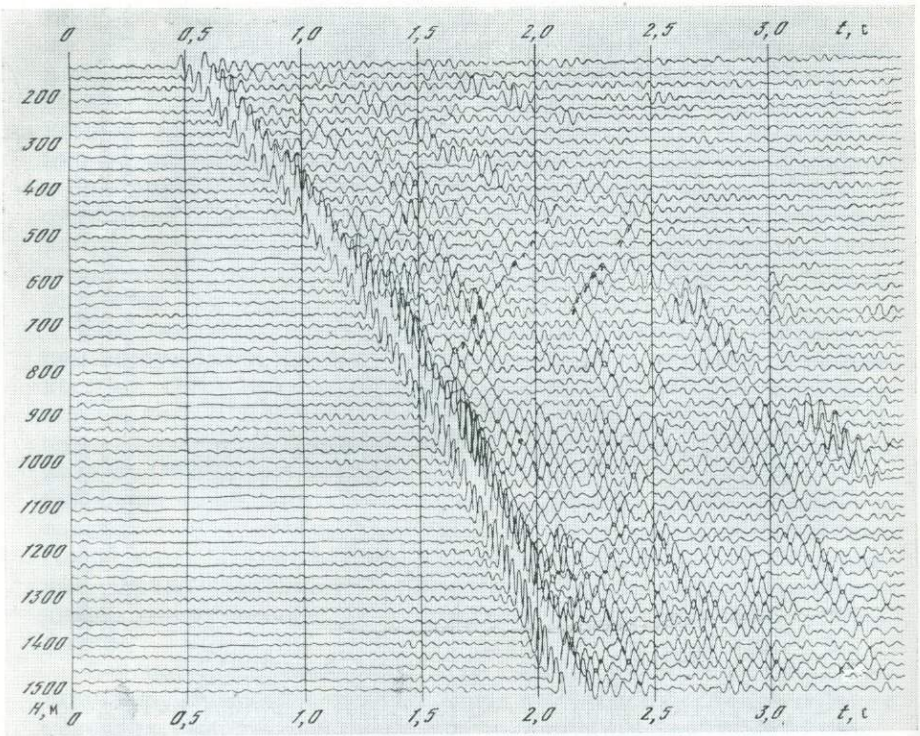


РИС. 9. Сводная сейсмограмма ВСП поперечных SH-волн при вибрационном возбуждении Y-силой (комплекс «Вибролокатор»)

градиентов скорости в верхней части разреза углы подхода волн, например закритических отражений, часто превышают 45° [81].

Низкоскоростные волны на z-компоненте, наблюдаемые при работах методом отраженных продольных волн, во многих случаях по своей природе следует относить к поперечным и обменным волнам различных типов.

СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Способы обработки экспериментальных данных по непродольным волнам зависят от типов регистрируемых целевых волн. Большое значение на современном этапе имеет специфика использования вычислительной техники. Ниже отмечаются главные вопросы обработки данных по поперечным и обменным волнам, в первую очередь применительно к системам многократных перекрытий типа общей глубинной точки (ОГТ).

Монотипные отраженные SS-волны. Одной из главных операций при обработке данных по SS-волнам (как SH, так и SV),

получаемым с управляемыми инверсионными источниками, является вычитание записей от плюс—минус воздействий. В полевых условиях вычитание осуществляется для целей оценки качества получаемых материалов и оперативной обработки данных. При этом параллельно получают суммарные сейсмограммы, для того чтобы вычислить коэффициент искусственной направленности источника и оценить качество возбуждаемых параллельно продольных и обменных PS-волн. В полевых условиях вычитание и суммирование исходных записей осуществляют без оптимизации, на этапе окончательной камеральной обработки операция вычитания всегда выполняется в цифровой форме по специально разработанным программам, в которых предусматривается возможность уравнивания нулей отсчета времени (моментов взрыва) и относительных амплитуд каждого из слагаемых.

Обычно параллельно используют два алгоритма коррекции вычитания записей от противоположно направленных воздействий. Первый из них предусматривает сведение к минимуму уровня необращающихся помех в области между первыми вступлениями продольных и поперечных волн, а второй работает по принципу максимума амплитуды целевой отраженной волны SS либо некоторой группы волн в известном временном окне. Обычно на первом этапе применяют первый способ, а затем, если это оказывается возможным и необходимым, выполняется дополнительная коррекция по второму способу.

При обработке материалов по способу суммирования, в том числе по системам ОГТ и РНП, очень большое значение имеет введение статических поправок, связанных с поверхностными неоднородностями. Исследования, проведенные в различных районах, показали, что статические поправки в методе S-волн в 2, а иногда в 4 раза больше, чем в методе P-волн, хотя в долях видимого периода колебаний указанное соотношение в 1,5—2,0 раза меньше. Ввиду значительных величин и больших диапазонов изменения статических поправок в методе S-волн, корректное их изучение и учет практически невозможно осуществить без постановки специальных исследований (скважинные измерения, наблюдения по методу преломленных волн), на основе которых определяются значения априорных статических поправок. В сложных поверхностных геологических условиях только при наличии таких опорных данных возможно осуществить оптимальное суммирование колебаний, обеспечивающее выделение отраженных волн. Следует отметить, что распределение скоростей v_S в верхней части разреза на глубину в несколько сот метров чаще всего также сложнее, чем v_P.

При обработке данных в методе поперечных отраженных волн имеются некоторые особенности в части выбора частотного диапазона, вытекающие из отмеченных выше характеристик волновых полей, способов кодирования аналоговых записей и сканирования по скоростям, которые вместе с тем не носят принципиального характера.

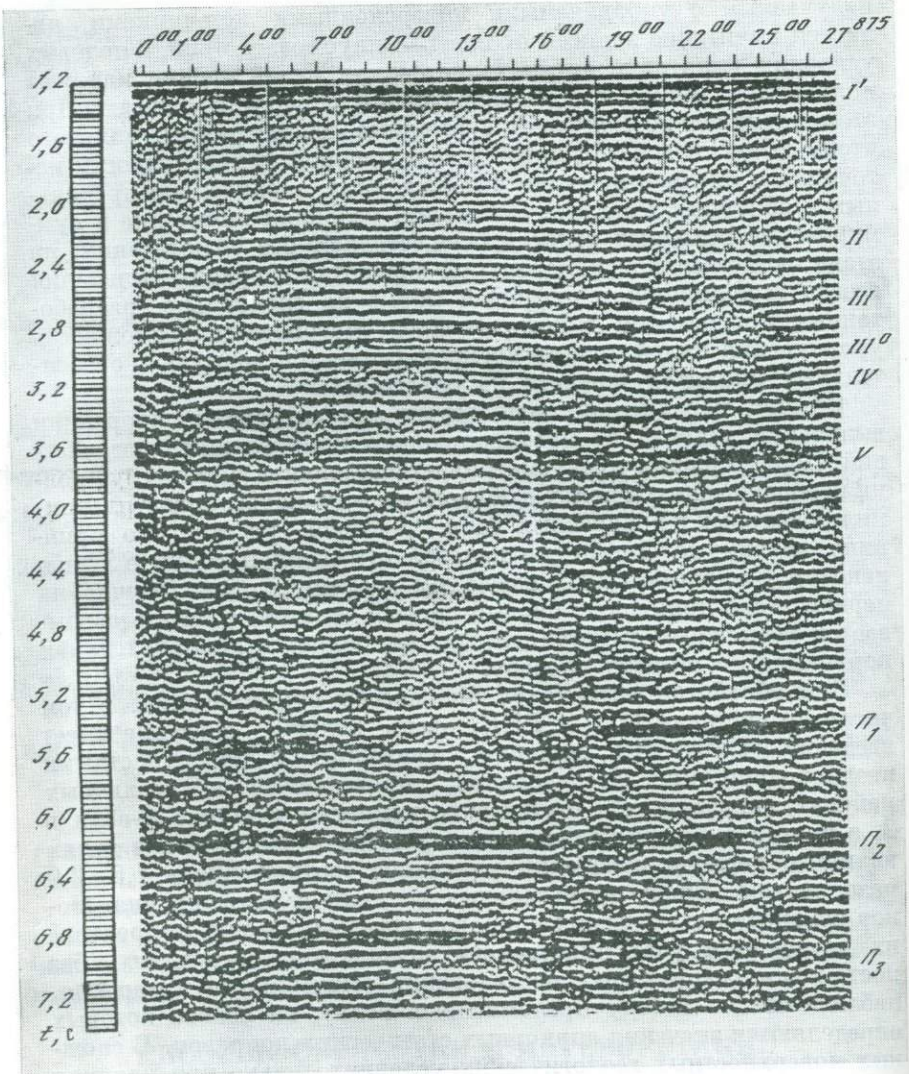


РИС. 10. Временной разрез поперечных *SH* отраженных волн (район Мунайлы, Прикаспийская впадина)

Горизонты *I—IV* соответствуют мезозойской толще, *V* — пермотриасу, $П_1$, $П_2$, $П_3$ — подсолевым палеозойским отложениям

На рис. 10 приведен временный разрез волн *SS* типа *SH* по одному из районов Прикаспийской впадины. На нем отчетливо прослеживаются отраженные волны в мезозое (*I—IV*), в пермотриасе (*V*) и в подсолевой толще ($П_1$, $П_2$, $П_3$). Разрез в данном случае изучен до глубины порядка 7 км.

Способы кинематической интерпретации в методе поперечных отраженных волн (вычисление скоростей, построение глубинных разрезов) мало отличаются от таковых для продольных волн. Тем не менее надо обратить внимание на следующее.

При использовании волн SS вполне реально обеспечить вычисление средних (эффективных) и пластовых скоростей v_S с меньшей относительной ошибкой, чем соответствующие величины v_P в МОВ—PP. Действительно, при одинаковых системах наблюдений относительные ошибки δv_e связаны зависимостью [93]

$$\frac{\delta v_{eS}}{\delta v_{eP}} = \frac{v_S^2}{v_P^2} \frac{\Delta t_S}{\Delta t_P},$$

где $\Delta t_{P,S}$ — абсолютные погрешности измерения времен на сейсмограммах P и S.

Как отмечалось выше, поперечные отраженные волны, как правило, регистрируются на более высоком фоне помех, а их частоты ниже, чем волн P. По имеющимся данным можно считать, что $\Delta t_S \geqslant 1{,}5 \div 2{,}0 \Delta t_P$. Взяв среднее значение для осадочных пород $v_S/v_P = 0{,}45$, найдем, что относительная ошибка вычисления эффективных скоростей в МОВ—SS ориентировочно в 2,5—3,0 раза меньше, чем в МОВ—PP. Аналогичные оценки справедливы и для пластовых скоростей.

При построении глубинных разрезов необходимо принимать во внимание, что отличие эффективных скоростей от средних за счет градиентной среды для S-волн чаще всего больше, чем для волн P. Неучет этого явления приводит к несовпадению опорных отражающих границ, построенных по данным SS и PP.

Как указывалось выше, S-волны во многих случаях имеют более резко выраженную анизотропию, что также важно принимать во внимание при комплексной интерпретации данных по P- и S-волнам, включая согласование результатов при SH- и SV-поляризации.

Обменные отраженные волны PS. Роль отраженных волн PS в общем комплексе многоволновой сейсморазведки существенно возросла после разработки способа выделения этих волн на фоне помех путем суммирования колебаний по системам несимметричных выборок [71, 55, 54]. Известно, что в общем случае наклонного залегания и неоднородной среды для обменной волны PS не соблюдается кинематический принцип взаимности и вследствие этого годограф симметричных точек (или годограф ОГТ для монотипных волн) не будет в общем случае симметричной кривой с минимумом в точке $l = 0$, где l — расстояние между источником и приемником. По этой причине, даже при простейшей аппроксимации среды (однородная среда, плоская граница раздела) уже нельзя ограничиться сканированием по одному параметру; кроме того, в этом случае будет наблюдаться сильная миграция отражающих точек, в том числе при горизонтальном залегании границы раздела.

Если относить времена вступлений на базе l не к центру, а к точке $x_k = l/1 + \gamma$, где $\gamma = v_S/v_P$, то полученная кривая (годо-

граф ОГТ волны PS) будет иметь в точке $l = 0$ минимум и в интервале расстояний $l \leqslant (0{,}6 \div 0{,}8)\,H$, где H — глубина до отражающего горизонта, ее можно считать симметричной относительно фиксированного центра в пределах углов наклона границ до 20—30°. В первом приближении годограф ОГТ PS можно представить в виде симметричной параболы вида

$$t = N_0 t_0 + N_2 l^2 / 2 t_0 \, (V_{PS}^{\text{ОГТ}})^2,$$

где $V_{PS}^{\text{ОГТ}} = \sqrt{v_S v_P}/\cos\varphi$; φ — угол наклона отражающего горизонта; N_0, N_2 — табулированные нормирующие безразмерные функции, мало отличающиеся от единицы и слабо зависящие от параметров среды и расстояния l [70]. В первом приближении $N_0 = N_2 = 1$; при расчетах x_k параметр γ задается по априорным данным в виде $\gamma\,(t_0)$, а на последующих этапах может уточняться по результатам скоростного анализа.

Как показали проведенные исследования, такой способ суммирования по годографу ОГТ PS допустимо применять для углов наклона границ приблизительно до 30°. Опробование его дало очень хорошие результаты в разнообразных геологических условиях. Вместе с тем нельзя не указать на необходимость дальнейших поисков более общих подходов к обработке данных по волнам PS, а также других типов обменных волн. При углах наклона границ раздела не более 2—3° допустимо использовать симметричные выборки, хотя в этом случае может отрицательно сказываться неучтенная миграция отражающих точек, например, при фиксировании разломов.

Среди многочисленных типов отражений со смешанными P — S путями волны PS, где смена полярности происходит в акте отражения, занимают особое место. Это связано и с тем, что для большинства реальных слоистых разрезов с относительно небольшими перепадами параметров, как показывают расчеты, они обладают во многих случаях существенно бóльшими интенсивностями, чем волны, обменявшиеся в процессе прохождения на нисходящих и восходящих лучах, а тем более волны, несколько раз изменяющие поляризацию в процессе распространения. Это замечание не исключает возможности и необходимости выделения других типов обменных отраженных волн. Наибольший интерес представляют волны типа $P_1S_2S_2S_1$, обменявшиеся один раз на резкой, выдержанной, сравнительно неглубоко залегающей границе и продолжающие остальной путь как S-волны. Подобные модели разрезов встречаются достаточно часто в осадочных бассейнах. Как правило, указанные типы волн будут иметь квазигиперболическую форму годографов ОГТ при симметричных выборках и, следовательно, их можно выделять, используя стандартные программы.

Вопросы интерпретации данных отраженных волн PS рассмотрены во многих публикациях [7, 56, 65, 71, 93]. Заметим, что устойчивое определение параметров среды обеспечивается при наличии априорной информации о величине v_P либо v_S. При автома-

тической обработке на ЭВМ, кроме временных разрезов $t_0(x)$, получают сведения о $v_{PS}^{\text{отг}}$, что дает возможность определить v_S и γ, если известно v_P по данным МОВ—PP (либо v_P и γ при заданном v_S). Переход от временного разреза к глубинному производится исходя из соотношения

$$H = v_S t_0/(1+\gamma) = \gamma v_P t_0/(1+\gamma).$$

Преломленные волны различных типов. При наблюдениях на поверхности земли монотипные преломленные S волны более или менее систематически используются при инженерно-геологических и некоторых специальных исследованиях [45, 80, 63, 5, 41], а также при изучении верхней части разреза в сейсморазведке МОВ. Использование сравнительно мощных управляемых источников позволило надежно зарегистрировать преломленные (квазиголовные и рефрагированные) SH- и SV-волны на расстояниях около 20 км [50], что в принципе дает возможность применять КМПВ на монотипных поперечных волнах для решения ряда задач рудной, а также нефтегазовой сейсморазведки. При помощи взрывов в скважинах и на поверхности [93, 59, 88, 81, 31, 60] спонтанно возбуждаемые преломленные волны произвольной поляризации выделены на различных расстояниях от источника — от единиц до сотен и тысяч километров.

Обработка данных в методе преломленных волн на ЭВМ пока не получила широкого применения, в том числе по S-волнам. Обычная интерпретация с визуальным анализом колебаний в методе S-волн имеет некоторые особенности только в части корреляции, особенно в случае контрастных границ раздела сложной формы [63] и наличия сильно выраженных поверхностных неоднородностей, при которых отождествление фаз можно обеспечить правильно только путем привлечения динамических характеристик прослеживаемых импульсов. Поскольку поперечные волны используются всегда совместно с продольными, а нередко и с обменными, то первостепенное значение при интерпретации имеет правильное отождествление соответствующих осей синфазности, во всяком случае для основных (целевых) волн, в том числе с точностью до фазы (периода, полупериода).

Из обменных головных волн наибольшее значение обычно придается тем, которые меняют поляризацию с P на S на последнем участке пути $P_1P_2S_0$ [11, 63, 93, 94]. Важнейшим их преимуществом перед $P_1P_2P_1$ является существенно меньший предельный угол $i_{SP} = \arcsin v_{1S}/v_{2P}$, который, например, для поверхности кристаллического фундамента, перекрытой терригенными осадками, составляет всего лишь 5—6°, а иногда меньше. Это свойство делает эти волны очень чувствительными к изменению наклонов преломляющей границы, резко сокращает возможность появления петель на годографах в случае вогнутых границ раздела. Поскольку волны $P_1P_2S_1$ несимметричны, то для них в общем случае не соблюдается принцип взаимности, что создает главную особенность и трудность при корреляции и прослеживании этих

волн. Даже при углах наклона 5—10° невязки на взаимных δt точках очень велики, причем при обеспечении правильной корреляции по величине δt надежно вычисляется перепад глубин на базе встречных годографов.

При прослеживании волн $P_1P_2S_1$ используется комплекс признаков, среди которых важное место отводится величинам запаздывания по отношению к волнам $P_1P_2P_1$, сопоставлению локальных искажений годографов, поведению невязок на взаимных точках, анализу формы сигналов и др. Существенно отметить, что волны $P_1P_2S_1$ часто обладают повышенными по отношению к монотипным продольным волнам амплитудами и пониженными частотами. Волны $P_1P_2S_1$ не несут новой информации о скоростях, а для построения глубинного разреза требуется знать скорости P- и S-волн в верхней среде. Чаще всего глубины вычисляются по разности времен $PPS - PPP$ в данной точке.

Что касается других типов обменных головных волн, то среди них заметное место отводится симметричным волнам $P_1S_2P_1$, по данным регистрации которых вычисляются граничные скорости во второй среде [11, 38], в том числе на стенках скважины в акустическом каротаже [32]. Эти волны, как и $P_1S_2S_1$ [11, 93], могут образовываться только при условии $v_{2S} < v_{1P}$, т. е. на очень контрастных границах. В работе [93] приведены убедительные примеры регистрации обменных преломленных волн различных типов.

Проходящие рефрагированные волны, изменяющие поляризацию с P на S в процессе преломления на границе (слое), подходят к поверхности под существенно меньшими углами, чем соответствующие монотипные волны [31, 53, 62]. Отождествление этих волн, а также вычисление глубин, в основном производится по величине запаздывания по отношению к продольной волне.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОДОЛЬНЫХ, ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН

Метод поперечных и обменных волн разрабатывается не для замены им существующих модификаций сейсморазведки, основанных на регистрации продольных волн, а почти исключительно с целью расширения возможностей сейсмики при комплексном использовании различных типов волн. Можно уверенно говорить о том, что еще длительное время продольные волны будут занимать в этом комплексе ведущее место. По-видимому, только в особых случаях в дальнейшем поперечные и обменные волны могут применяться автономно для решения специальных задач, например при картировании границ раздела очень сложной формы либо при картировании разломов малой амплитуды.

Возможность реализации комплексной многоволновой сейсморазведки требует прежде всего сопоставимости по глубинности изучения разреза по всем волнам, входящим в комплекс. Это условие к настоящему времени полностью реализуется при изучении

разреза приблизительно до глубин 1—2 км как методом отраженных, так и преломленных волн в разнообразных их модификациях. Для глубин 2—4 км на большом экспериментальном материале (многие сотни километров профилей) показана возможность уверенного прослеживания отраженных поперечных и обменных *PS*-волн в осадочных толщах (терригенных и карбонатных) при использовании систем многократных перекрытий и суммирования по ОГТ. Изучение данного интервала глубин методом преломленных монотипных волн (КМПВ-*S*) с использованием управляемых источников колебаний к настоящему времени также подготовлено, но еще не осуществлено в виде получения конкретных разрезов по профилям большой протяженности. Преломленные *S*-волны были зарегистрированы при использовании групповых взрывных источников до расстояний около 20 км [50], что соответствует глубине освещения разреза около 2,5—3,0 км. Путем применения синхронного накапливания колебаний и использования более чувствительной аппаратуры нетрудно довести максимальное расстояние уверенного выделения преломленных волн *S* до 30 км, соответствующее глубинности не менее 4 км.

Отраженные *SS*-волны в некоторых районах были зарегистрированы от горизонтов, залегающих на глубинах 6—8 км и более [72, 84], а систематическое освещение разреза при помощи МОВ до глубины 5—6 км было доказано путем постановки площадных исследований по системе профилей общей протяженностью 210 км, расположенных на территории в 600 км^2. О качестве полученных материалов можно судить по данным на рис. 6 и 10. В результате проведенных исследований построены структурные схемы для ряда отражающих границ, в том числе по подсолевому горизонту $П_1$.

Дальнейшее повышение глубинности сейсмических исследований на монотипных *S*-волнах следует связывать в первую очередь с применением вибрационной техники. Это относится и к глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) на *S*-волнах. Отметим, что в самое последнее время при помощи мощных вертикальных вибраторов зарегистрированы *P*- и *S*-волны на расстояниях более 200 км.

В части регистрации обменных *PS* отраженных волн еще не накоплен достаточный опыт. Можно уверенно говорить о выделении их на временах, соответствующих глубинам 3—4 км. По мере повышения глубинности исследований трудности их регистрации и возможности отождествления с соответствующими монотипными волнами будут возрастать, но расширение комплекса многоволновой сейсморазведки с одновременным использованием нескольких типов обменных волн позволит преодолеть возникающие трудности.

Выше уже отмечалось, что волновые поля *S*- и *P*-волн и связанные с ними параметры среды в определенной степени являются независимыми. Это находит подтверждение в экспериментах по регистрации отражений от горизонтов в осадочных толщах.

В ряде случаев наблюдается различие в прослеживаемости соответствующих волн, относящихся к заданной области изучаемого пространства, которые следует связывать с разной реакцией среды на распространение P- и S-волн (см., например, рис. 6). Имеются примеры, когда отраженная волна SS систематически прослеживается более отчетливо, чем PP (отражения, относящиеся к сарайлинской толще девона в Татарии [103, 72]). Во многих случаях, особенно в верхней части разреза, по данным S-волн отмечается большая разрешенность записей, а также различие в количестве отчетливо прослеживаемых изолированных импульсов. Иногда наблюдается резкая несопоставимость записей в соответствующих областях временных разрезов, когда по PP фиксируется амплитудно выраженная запись, а по SS — полное отсутствие регулярных осей синфазности, несмотря на низкий уровень мешающих колебаний. Подобное явление может отмечаться в областях нефтегазонасыщения, поскольку заполнение пор породы газом в основном сказывается на изменение скорости P-волны. Соответствующий пример приведен в работе [25], когда на временном разрезе PP отмечается наличие «яркого пятна», связываемого с возможной залежью углеводородов, а в соответствующей области временного разреза SS полностью отсутствуют регулярные оси синфазности, несмотря на низкий уровень мешающих колебаний.

Различие в волновых полях PP, SS проявляется также в областях сбросов, причем имеются убедительные примеры более отчетливой фиксации дизъюнктивных нарушений малой амплитуды по данным S-волн [63, 72, 94]. На рис. 11 приведены фрагменты временных разрезов PP и SS в области грабена, ограниченного сбросами относительно малой амплитуды (около 50 м). Можно видеть, что положение сбросов и структура грабена значительно надежнее выявляются в данном случае на временном разрезе SS.

Имеются убедительные сведения [72, 103] более детальной расшифровки зон выклиниваний и стратиграфо-литологических несогласий по данным S-волн по сравнению с P.

При работах по методу преломленных поперечных и обменных волн еще на ранней стадии исследований по проблеме [93, 63] были выявлены особенности в волновых полях, дающие возможность фиксировать весьма малые дизъюнктивные и пликативные нарушения в поведении границ раздела, проявляющиеся при регистрации только S-волн (рис. 12). Бóльшая контрастность полей поперечных и обменных преломленных волн по сравнению с продольными объясняется в данном случае совместным действием трех основных факторов: 1) резкое увеличение величин временных аномалий из-за пониженных скоростей в покрывающей толще; 2) уменьшение сглаживающего влияния бокового сноса и каустик за счет существенно меньших значений критических углов и углов выхода сейсмической радиации; 3) более контрастное проявление амплитудных и других динамических аномалий, связанных с изменением знаков углов выхода для криволинейных границ раз-

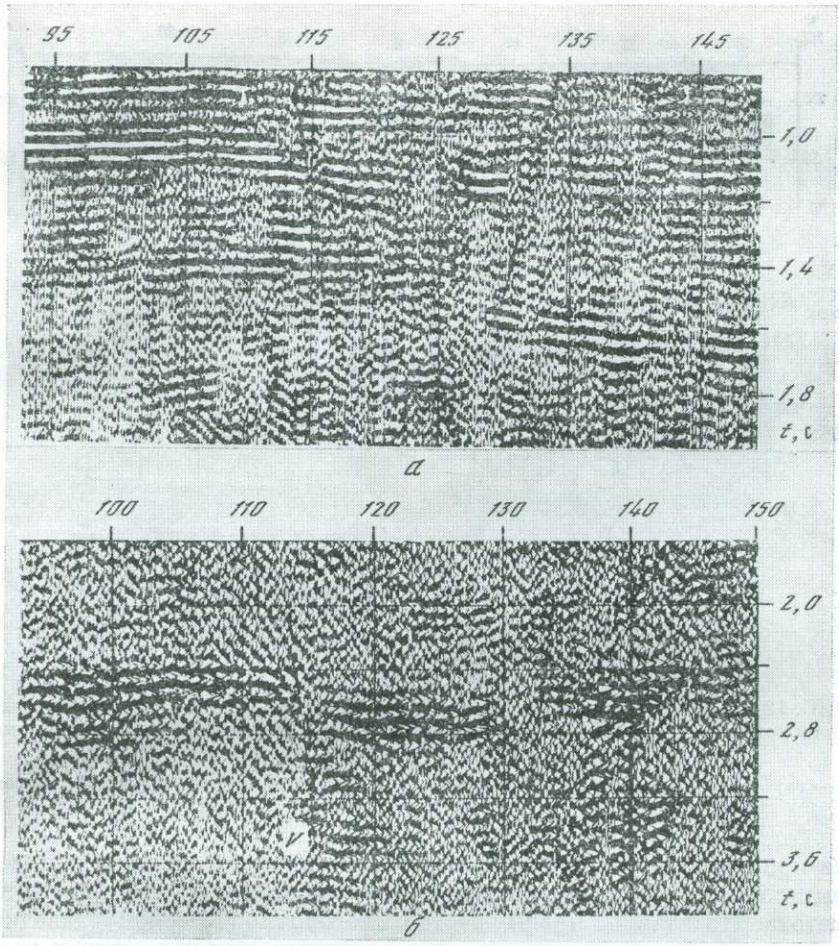


РИС. 11. Сопоставление временных разрезов отраженных *PP*- (*а*) и *SS*-волн (*б*) в зоне грабена (Прикаспийская впадина)

дела и вращением плоскостей поляризации в связи с проявлением боковых эффектов.

Наиболее отчетливо различие полей преломленных волн различных типов проявляется для неглубоко залегающих границ раздела [93, 63, 43], но они отмечаются также при достаточно глубоко погруженных объектах как на квазиголовных [63], так и на проходящих волнах [31, 53, 62].

Приведенные данные о различии полей *P*-, *S*- и обменных волн, как отраженных, так и преломленных, свидетельствуют о том, что при параллельной регистрации волн различной природы представляется возможным повысить достоверность изучения структурных характеристик изучаемой среды, выявить важные особенности,

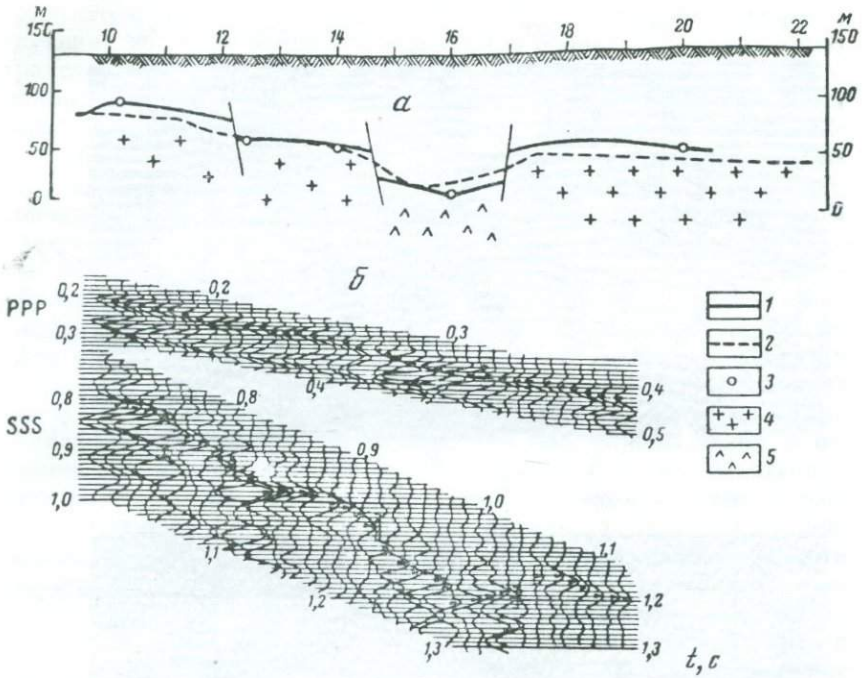


РИС. 12. Пример картирования поверхности неглубокозалегающего кристаллического фундамента с использованием преломленных продольных и поперечных волн [59] (Новосибирская область)

а — глубинный разрез; *б* — сейсмограммы *PPP* и *SSS* на *z*- и *y*-компонентах от ПВ, расположенного справа

не проявляющиеся при использовании только *P*-волн, в некоторых случаях повысить разрешающую способность сейсмического метода. Но главное преимущество многоволновой сейсморазведки состоит в получении данных о новых физических параметрах разреза, к которым прежде всего относится коэффициент Пуассона (ν), характеризующий степень жесткости горной породы. Величина ν вычисляется по измеренному в многоволновом эксперименте отношению скоростей $v_S/v_P = \gamma$. При этом существенно отметить, что если приращение информации о геометрии среды происходит в основном за счет идентичности полей различной природы, то для получения сведений о коэффициенте Пуассона большое значение имеет установление определенной меры сходства, в частности, возможность отождествления волн, соответствующих одной и той же отражающей либо преломляющей границе. Если например, достаточно надежно отождествлены горизонты *1* и *2* на временных разрезах *PP* и *SS* (рис. 13), то среднее значение γ в толще между этими границами легко вычислить по простой формуле

$$\gamma_t = \frac{(t_{02} - t_{01})\,PP}{(t'_{02} - t'_{01})\,SS} = \frac{\Delta t_{PP}}{\Delta t_{SS}}.$$

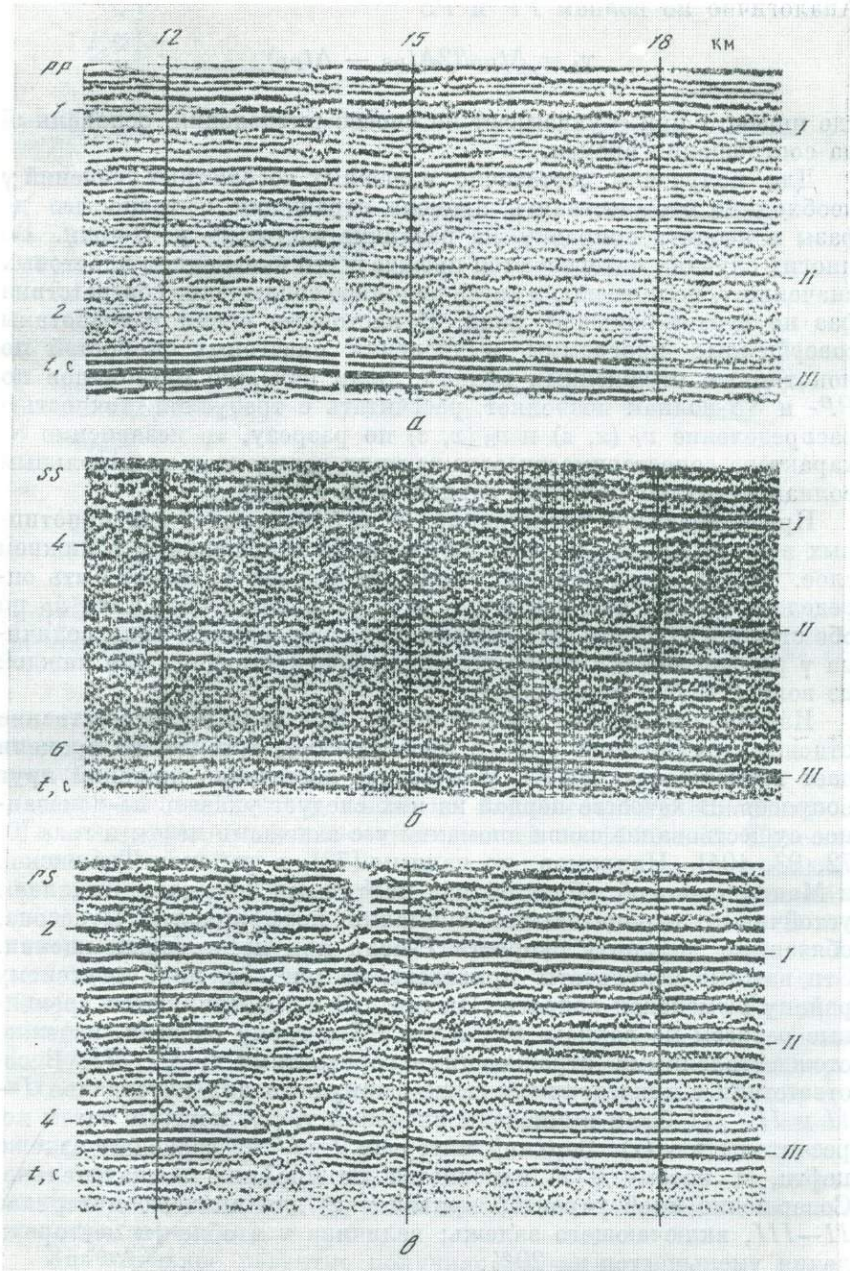


РИС. 13. Временные разрезы продольных (*а*), поперечных *SH* (*б*) и обменных *PS* (*в*) отраженных волн (Сургутский р-н, Тюменская область)

Аналогично по волнам PP и PS

$$\gamma_t = \Delta t_{PP}/(2\Delta t_{PS} - \Delta t_{PP}),$$

где индекс t при γ указывает на способ вычисления, основанный на соотношении времен.

Для получения достаточно надежных абсолютных значений γ необходимо отождествлять времена отражений с точностью до фазы и вводить поправку на различие частот P- и S-волн. Во многих случаях интересуются прежде всего изменением пластовых значений γ_t по профилю и тогда неполное соблюдение соответствия фаз не играет большой роли. В настоящее время разработаны совершенные программы вычисления пластовых скоростей по монотипным отраженным волнам. Если качество материалов по PP- и SS-волнам позволяет рассчитать с требуемой точностью распределение $v_P(x, z)$ и $v_S(x, z)$ по разрезу, то независимо от характера сопоставимости отражающих горизонтов по отдельным волнам нетрудно получить зависимость $\gamma(x, z)$.

При совместной регистрации P- и S-преломленных монотипных волн наиболее надежно вычисляется отношение γ_2 в нижнем слое. Что касается верхней толщи, то для нее γ_1 может быть определено только при известных γ_2 и отношении скоростей v_P по обе стороны границы. По данным рефрагированных волн величина γ рассчитывается после решения обратной задачи для каждой из волн P и S в отдельности.

Изучение поведения коэффициента Пуассона и соответственно отношения скоростей v_S/v_P в пространстве, а также во времени дает возможность решать уже сейчас достаточно жирокий круг вопросов. В качестве первой из них следует указать на доказанное существование связи аномалий ν с залежами нефти и газа [9, 72, 93, 104]. Например, по данным [72], в районах Тюменской и Мангышлакской областей над нефтяными залежами выявлены устойчивые отрицательные аномалии коэффициента Пуассона, обязанные дефициту скорости P-волн при нефтегазонасыщении. Эти важные результаты приведены на рис. 14 по Сургутскому району Тюменской области. На рис. 13 иллюстрируются временные разрезы по волнам PP, SS и PS с тремя общими, надежно отождествленными отражающими горизонтами I, II, III. В соответствии с приведенными выше формулами для интервалов I—II и II—III были вычислены значения $\gamma_t(x)$, которые затем пересчитаны в $\nu(x)$. Верхний интервал I—II не содержит залежи нефти, и потому $\nu(x)$ изменяется по профилю незначительно. Совершенно иной характер кривой $\nu(x)$ для нижнего интервала II—III, включающего залежь; величина ν в области месторождения уменьшается на 20%.

Изучение коэффициента Пуассона динамическими методами, т. е. путем измерения скоростей v_S и v_P, широко используется при решении задач инженерной геологии и гидрогеологии [45, 80]. В последнее время появилось значительное количество работ по

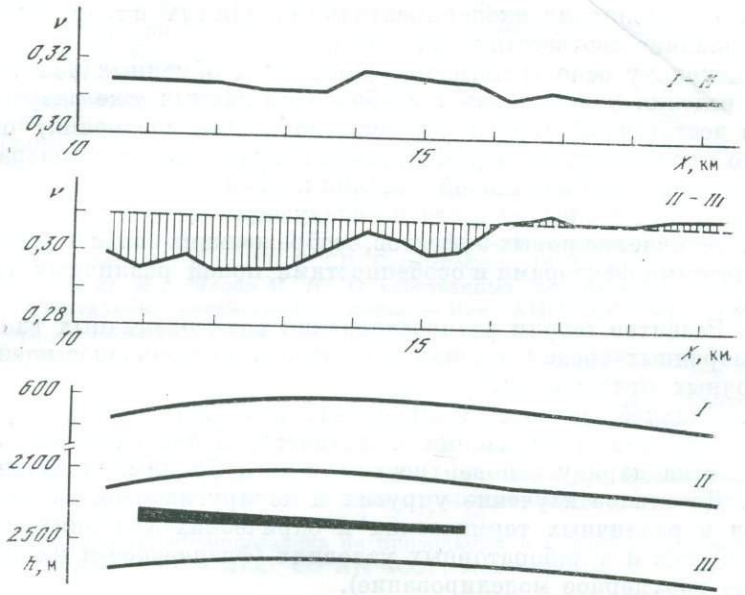


РИС. 14. Среднепластовые значения коэффициента Пуассона ν по профилю, пересекающему нефтяное месторождение (соответствующие временные разрезы приведены на рис. 13)

изучению v_S/v_P в морских осадках, в том числе в связи с освоением акваторий шельфов [3, 100].

Большинство исследований по параллельному измерению v_S и v_P направлено на установление связей коэффициента Пуассона с литологией пород и во многих случаях эти связи оказываются достаточно устойчивыми. Изучению коэффициента Пуассона и v_S/v_P всегда придавалось большое значение в сейсмологии. В настоящее время интерес к этому параметру возрос в связи с детальными исследованиями земной коры и верхней мантии, в том числе искусственными взрывными источниками. В ряде работ отмечается, что коэффициент Пуассона является очень сложной функцией глубины и определяется прежде всего литологией пород и тектоническими условиями, а не действием вышележащей статической нагрузки, как это предполагается для P-волн. Особенно отчетливо это проявляется в разрезе Кольской сверхглубокой скважины [34], где на глубинах около 4,5—6,0 км отмечено увеличение коэффициента Пуассона до 50% по сравнению с вышележащими породами.

Значительное развитие получило изучение v_S/v_P как нового критерия прогноза землетрясений [48, 78].

В ближайшее время важное место при комплексировании методов P-, S- и обменных волн должно приобрести изучение параметров анизотропии и поглощения. В настоящее время происходит

процесс накопления экспериментальных данных и теоретическое исследование соответствующих сред.

Поскольку основы метода поперечных и обменных волн, способы ведения полевых работ и обработки данных уже разработаны в достаточной мере и доведены до стадии внедрения, очень важно продолжать экспериментальные исследования по разработке методики многоволновой сейсмики. Нам представляется, что научный поиск следует вести по следующим направлениям.

1. Выявление новых эффектов, отображающих связи между геологическими факторами и особенностями полей различных типов волн.

2. Развитие теории распространения волн различных типов в неоднородных средах и в первую очередь во флюидонасыщенных осадочных отложениях.

3. Дальнейшее совершенствование способов возбуждения *S*-волн заданной поляризации в возможно более «чистом» виде; разработка наряду с поверхностными заглубленных источников.

4. Детальное изучение упругих и неупругих свойств горных пород в различных термических и барических условиях как в натуре, так и в лабораторных условиях (физическое и математическое трехмерное моделирование).

5. Поиски путей повышения частот *S*-волн, имея в виду, что важным условием комплексирования *P*- и *S*-волн является сопоставимость длин волн. Следует учесть, что тенденция повышения частот *P*-волн проявляется в настоящее время весьма отчетливо.

6. Совершенствование способов обработки данных по обменным волнам различного типа, а также разработка более эффективных приемов обработки поперечных и обменных волн с учетом их сложной поляризации.

7. Развитие методов комплексной интерпретации многоволновой сейсморазведки в различных сейсмогеологических условиях применительно к поискам нефти и газа, рудных полезных ископаемых, региональному изучению земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авчан Г. М., Матвеенко А. А., Стефанкевич З. Б.* Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979, с. 3—214.
2. *Андреев С. С.* Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн *PS*, регистрируемых при землетрясениях.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 1, с. 21—29.
3. Акустика морских осадков/Под ред. Л. Хемптона. М.: Мир, 1977. 325 с.
4. *Берзон И. С.* Экспериментальные данные об обменных преломленных волнах типа *PSP*.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 6, с. 689—712.
5. *Берзон И. С., Боканенко Л. И., Исаев В. С.* Сейсмические исследования на леднике Туюксу. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 7—65.
6. *Берзон И. С.* Некоторые результаты изучения сейсмических волн при торпедировании скважин.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 9, с. 1308—1333.
7. *Берзон И. С., Ратникова Л. И., Рац-Хизгия М. И.* Сейсмические обменные отраженные волны. М.: Наука, 1966, с. 3—212.

8. *Бродов Л. Ю., Евстифеев В. И.* Возбуждение поперечных волн взрывами ниже уровня грунтовых вод.— В кн.: Разведочная геофизика, 1977, вып. 78, с. 372—393.
9. *Бродов Л. Ю., Гогоненков Г. Н., Михальцев А. В.* и др. Эффективность сейсморазведки при прямых поисках нефти и газа.— Тр. Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-разв. нефт. ин-та, 1979, № 214, с. 43—60.
10. *Булин Н. К., Сытин Ю. И.* Опыт применения сейсмологических исследований для изучения глубинного строения земной коры на территории Туркмении.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Нов. сер. М.: Гостоптехиздат, 1960, т. 42, вып. 1, с. 38—69.
11. *Васильев Ю. И.* Изучение обменных преломленных волн при сейсмической разведке.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 3, с. 301—318.
12. *Васильев Ю. И., Щербо М. Н.* О собственных колебаниях в системе горизонтальных сейсмограф — почва.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 11, с. 1614—1623.
13. *Васильев Ю. И.* Две сводки констант затухания упругих колебаний в горных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5, с. 595—602.
14. *Васильев Ю. И.* Частотные характеристики цилиндрического излучателя конечной длины (для продольных и поперечных волн).— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1968, № 1, с. 25—44.
15. *Ведерников Г. В., Клешнин Н. Н., Ларкин Г. В.* и др. Новые возможности поперечных волн в условиях Западно-Сибирской равнины.— Геология и геофизика, 1979, № 7, с. 75—88.
16. Вибрационная сейсморазведка на продольных и поперечных волнах.— Тр. СНИИГГиМС и ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1975, вып. 219, с. 4—133.
17. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн/ Под ред. Г. И. Петрашень. Л.: Гостоптехиздат, 1957. Вып. 1. 386 с.
18. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн/ Под ред. Г. И. Петрашень. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. Вып. 2. 267 с.
19. *Гальперин Е. И.* Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1971, с. 214—237.
20. *Гальперин Е. И.* Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 267 с.
21. *Гамбурцев Г. А.* Сейсмические методы геологической разведки.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: ОНТИ, 1934, вып. 2, с. 165—199.
22. *Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. 2-е изд. М.: Гостоптехиздат, 1959. 378 с.
23. *Гамбурцев Г. А.* О возможности выделения поперечных отраженных волн при сейсморазведке по методу отраженных волн.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1939, № 2, с. 155—173.
24. *Гамбурцев Г. А.* О корреляционном методе регистрации преломленных волн. Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1942, № 1/2, с. 26—47.
25. *Горшкалев С. Б., Жданов С. М.* и др. Развитие метода поперечных и обменных волн.— В кн.: Развитие сейсмических методов исследования земной коры и верхней мантии в Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 85—119.
26. *Гурвич И. И.* К теории сферического излучателя сейсмических волн.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 10, с. 45—56.
27. *Гурвич И. И.* К теории сферического излучателя поперечных волн.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1, с. 44—52.
28. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 216—256.
29. *Дерягин Б. В.* О затухании и дисперсии сейсмических волн.— Журн. геофизики, 1931, № 1/2, с. 217—218.
30. *Дзебань И. П.* О распространении упругих волн в трещиноватых и кавернозных средах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 10, с. 31—38.
31. *Егоркин А. В., Егоркина Г. В.* Поперечные волны при глубинных исследованиях.— Геология и геофизика, 1980, № 6, с. 109—120.

32. *Ивакин Б. Н., Карус Е. В., Кузнецов О. Л.* Акустический метод исследования скважин. М.: Недра, 1978, с. 8—306.
33. *Иванов Л. А., Ведерников Г. В., Тригубов А. В.* Возбуждение поперечных волн с применением плужных погружателей ДШ.— В кн.: Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1980, № 1, с. 29—33.
34. *Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И.* Закономерности изменения физических свойств горных пород, вскрытых сверхглубокой скважиной СГ-3.— В кн.: Тез. IX Всесоюз. научно-технической геофизической конф. М., 1980, с. 23—26.
35. *Кирнос Д. П., Коридалин Е. А., Массарский С. И., Райко М. Б.* Работы Сейсмологического института АН СССР по сейсмической разведке.— Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1934, № 47. 70 с.
36. *Клем-Мусатов К. Д., Оболенцева И. Р., Айзенберг А. М.* Расчет полей упругих волн для одной модели анизотропной среды.— В кн.: Динамические характеристики сейсмических волн. Новосибирск: Наука, 1973, с. 73—98.
37. *Коган С. Я.* Сейсмическая энергия и методы ее определения. М.: Наука, 1975, с. 35—63.
38. *Коровниченко Е. Г.* Об одном типе обменных волн, зарегистрированных при сейсмических исследованиях КМПВ.— Тр. Ин-та геол. наук 1956, вып. 1, с. 127—135.
39. *Косарев Г. Л., Макеева Л. И., Саваренский Е. Ф., Чесноков Е. М.* Влияние анизотропии под сейсмостанцией на обменные волны.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 2, с. 26—37.
40. *Кузьмина Н. В., Ромашов А. Н., Рулев Т. Г., Харин Д. А.* и др. Сейсмический эффект взрывов на выброс в нескольких связных грунтах.— В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 6, с. 3—72.
41. *Куликов В. М., Максимов Л. А., Сибиряков Б. П., Татарников М. А.* Исследование упругих волн в среднемасштабных периодических структурах.— Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 125—130.
42. *Куликов В. А., Лебедев К. А., Яковлев Л. А.* Возбуждение поперечных волн скважинным пневматическим источником.— Геология и геофизика, 1977, № 6, с. 137—145.
43. *Лебедева Г. Н., Потапьев С. В.* Использование обменных волн при детальном изучении рельефа кристаллического фундамента.— Геология и геофизика, 1962, № 9, с. 83—99.
44. *Ляхов Г. М., Покровский Г. И.* Взрывные волны в грунтах. М.: Госгортехиздат, 1962, с. 3—102.
45. *Ляховицкий Ф. М., Сорохтин О. Г.* Об определении упругих постоянных грунтов сейсмическим методом.— Бюл. науч.-тех. информации Гидропроекта, 1961, № 13, с. 64—70.
46. *Ляховицкий Ф. М.* О величине коэффициента Пуассона для горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 9, с. 1363—1366.
47. *Ляховицкий Ф. М., Рапопорт Л. И.* Применение теории Френкеля — Био для расчета скоростей и поглощения упругих волн в водонасыщенных пористых средах.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1972, вып. 66, с. 52—72.
48. *Меджитова З. А.* Изучение пространственно-временного распределения величины отношения скоростей v_P/v_S в Чуйской впадине и ее горном обрамлении.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 10, с. 74—77.
49. *Меркулова В. М.* Изменение модулей упругости кварцита и габбро после нагрева.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 1, с. 81—82.
50. Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири, III. Новосибирск: Ротапринт Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1976, с. 77—173.
51. Методы детального изучения сейсмичности/Под ред. Ю. В. Резниченко. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 134 с.
52. *Митронова В. А.* Некоторые результаты изучения обменных отраженных волн, мешающих регистрации продольных отраженных волн.—

В кн.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М.: Наука, 1973, с. 72—78.
53. *Найдис Л. М.* Выделение и корреляция проходящих обменных волн *PP...S* при сейсморазведке в Нижнем Поволжье.— В кн.: Геофизическая разведка в Нижнем Поволжье. Саратов, 1968, с. 181—198. (Труды/НВНИИГГ; Вып. 7).
54. *Невский М. В.* Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974, с. 7—171.
55. *Нефедкина Т. В.* Выделение обменных отраженных *PS*-волн по системе ОГТ с несимметричными выборками.— Геология и геофизика, 1980, № 3, с. 113—122.
56. *Нефедкина Т. В., Кондакова Г. П., Олейник Л. К.* Цифровая обработка обменных отраженных волн.— Геология и геофизика, 1980, № 4, с. 67—77.
57. *Оболенцева И. Р.* Поляризация поперечных отраженных волн, возбуждаемых направленным источником на горизонтальной плоскости наблюдений в случае наклонных границ раздела.— В кн.: Методика сейсмических исследований. М.: Наука, 1969, с. 41—54.
58. *Оболенцева И. Р., Данциг Л. Г.* Поляризация проходящих продольных и обменных волн в случае наклонных границ.— Геология и геофизика, 1971, № 4, с. 97—105.
59. *Павленкова Н. И.* Регистрация поперечных волн от границ земной коры.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып 26, с. 63—70.
60. *Пасечник И. П.* Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970, с. 69—134.
61. *Полшков М. К., Урупов А. К., Егоркина Г. В.* Анизотропия земной коры Малого Кавказа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 2, с. 20—25.
62. *Померанцева И. В.* Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станцией «Земля».— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1968, вып. 53, с. 37—61.
63. Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. М.: Недра, 1967. 287 с.
64. *Потапьев С. В.* Регистрация обменных головных волн от поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности в условиях его глубокого залегания.— Геология и геофизика, 1962, № 9, с. 166—171.
65. *Пузырев Н. Н.* Решение обратной задачи для обменных отраженных волн.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1965, вып. 42, с. 20—31.
66. *Пузырев Н. Н.* Способы построения отражающей границы по годографам обменных волн.— В кн.: Методика сейсморазведки. М.: Наука, 1965, с. 136—146.
67. *Пузырев Н. Н., Лебедев К. А., Лебедева Г. Н.* Возбуждение поперечных сейсмических волн взрывами.— Геология и геофизика, 1966, № 2, с. 88—89.
68. *Пузырев Н. Н., Кефели А. С., Лебедев К. А., Лебедева Г. Н.* и др. Возбуждение поперечных волн в скважинах.— Геология и геофизика, 1968, № 10, с. 82—92.
69. *Пузырев Н. Н., Бродов Л. Ю.* Оценка эффективности возбуждения поперечных волн *SH*.— Геология и геофизика, 1969, № 5, с. 81—88.
70. *Пузырев Н. Н.* О способах интерпретации годографов обменных отраженных волн типа *PS*.— В кн.: Вопросы теории и интерпретации сейсмических волн. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 5—46.
71. *Пузырев Н. Н.* Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск: Наука, 1979, с. 103—262.
72. *Пузырев Н. Н., Бродов Л. Ю., Ведерникqв Г. В.* Развитие метода поперечных волн и проблема многоволновой сейсморазведки.— Геология и геофизика, 1980, № 10, с. 13—26.
73. *Пузырев Н. Н., Тригубов А. В.* и др. Исследование упрощенной модификации траншейного источника поперечных волн.— Геология и геофизика, 1980, № 8, с. 69—79.

74. *Пузырев Н. Н., Куликов В. А.* Экспериментальные данные о распространении и возбуждении поперечных волн в водонасыщенных отложениях.— Геология и геофизика, 1980, № 12, с. 86—94.
75. *Пузырев Н. Н., Тригубов А. В.* и др. Возбуждение поперечных сейсмических волн импульсными источниками. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 3—200.
76. *Ризниченко Ю. В.* Построение отражающей или преломляющей площадки по годографу обменных отраженных или проходящих волн.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1940, № 5, с. 751—758.
77. *Риккер Н., Лин Р.* Обменные отраженные волны.— В кн.: Вопросы сейсмической разведки. М.: Изд-во иностр. лит., 1953, с. 103—123.
78. *Рикитаки Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, с. 220—228.
79. *Саваренский Е. Ф.* Сейсмические волны. М.: Недра, 1972, с. 7—288.
80. *Савич А. И., Коптев В. И., Никитин В. Н., Ященко З. Г.* Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. М.: Недра, 1969, с. 9—228.
81. *Селезнев В. С., Соловьев В. М.* О мантийных поперечных сейсмических волнах в Байкальской рифтовой зоне.— Геология и геофизика, 1979, № 12, с. 87—95.
82. *Сергеев Л. А., Баллах И. Я.* и др. Поиски нефтяных и газовых месторождений с помощью прямых геофизических методов. М.: Наука, 1973, с. 8—22.
83 Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: Недра, 1978, с. 11—65.
84. Совместное использование продольных и поперечных волн в сейсморазведке. М.: ВИЭМС, 1979. 46 с.
85. *Тригубов А. В.* Теоретико-экспериментальные оценки эффективности траншейного источника поперечных волн.— Геология и геофизика, 1979, № 6, с. 75—86.
86. *Тригубов А. В., Куликов В. А.* Экспериментальные исследования барьерного источника поперечных волн.— Геология и геофизика, 1979, № 8, с. 101—113.
87. *Тригубов А. В.* Характеристика направленности инверсионных осесимметричных источников поперечных волн.— Геология и геофизика, 1980, № 10, с. 80—88.
88. Упругие волны промышленных взрывов и исследование земной коры Урала. Свердловск: Уральский научный центр АМН СССР, 1978. 92 с.
89. *Френкель Я. И.* К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве.— Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1944, № 4, с. 133—150.
90. *Халевин Н. И., Невзоров Н. И.* Вертикальные градиенты скоростей продольных и поперечных волн в верхней части земной коры на примере Урала.— Геология и геофизика, 1978, № 9, с. 146—151.
91. *Чичинин И. С., Юшин В. И.* Частотный метод вибрационных исследований.— В кн.: Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977, с. 14—31.
92. *Шамина О. Г., Стрижов С. А.* Прохождение продольных и поперечных волн через область подготовки трещин.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 11, с. 46—59.
93. Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 7—213.
94. Экспериментальные и теоретические исследования отраженных волн.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 273, с. 5—76.
95. *Biot M. A.* Theory of propagation of elastic waves in a fluid-safurated porous solid.— J. Acoust. Soc. Amer., 1956, vol. 28, N 2, p. 179—191.
96. *Cherry A. R., Waters K. H.* et al. Shear-wave recoring using continious signal methods.— Geophysics, 1968, vol. 33, N 2, p. 229—238.
97. *Dohr G., Yanle H.* Improvments in the observation of shear waves.— Geophys. Prospect., 1980, vol. 28, p. 208—220.
98. *Domenico S. N.* Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir.— Geophysics, 1976, vol. 41, N 5, p. 882—894.

99. *Gregory A. R.* Fluid saturation effects on dynamic elastic properties on sedimentary rocks.— Ibid., 1976, vol. 41, N 5, p 895—921.
100. *Hamilton E. L.* v_P/v_S and Poisson's ratios in marine sediments and rocks.— J. Acoust. Soc. Amer., 1979, N 66 (4), p. 1093—1101.
101. *Heelen P. A.* Radiation from a cylindrical source of finite length.— Geophysics, 1953, vol. 18, N 3.
102. *Jolly R. N.* Investigation of shear waves.— Ibid., 1956, vol. 21, N 4.
103. *Polskov M. K., Brodov L. Yu., Mironova L. V.* et al. Utilisation combinée des ondes longitudinals et transversals en séismique réflexion.— Geophys. Prospect, 1980, vol. 28, p. 185—207.
104. *Tatham R. H., Stoffa P. L.* v_P/v_S — potential hydrocarbon indicator.— Geophysics, 1976, vol. 41, N 5, p. 837—849.
105. *Timur A.* Temperature dependence of compressional and shear wave velocities.— Ibid., 1977, vol. 42, N 5, p. 950—956.
106. *Waters K. H.* Reflection seismology. N. Y.: John Wiley and Sons, 1978, p. 343—367.
107. *White J. E.* Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation.— Geophysics, 1976, vol. 41, N 5, p. 895—921.

•

УДК 550.344.5

Е. И. Гальперин

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ

Сейсмические исследования развиваются очень широким фронтом и имеют большое научное и народнохозяйственное значение.

Народнохозяйственное значение определяется в первую очередь сейсмической разведкой.

Сейсмические исследования являются основным источником сведений о региональном строении и находят широкое применение в инженерно-изыскательских работах. Сейсмическое районирование определяет нормы сейсмостойкого строительства в сейсмоопасных областях. В последние годы резко увеличился объем сейсмических исследований по проблеме прогноза землетрясений.

Одной из основных тенденций развития сейсмической разведки в последние годы является переход от разведки структурной к разведке вещественного состава, т. е. переход от поиска структур к поиску непосредственно полезных ископаемых нефти, газа, руды и др. В этих условиях среди многочисленных факторов, влияющих на эффективность сейсмических исследований, особое значение приобретают: 1) понимание процесса распространения сейсмических волн в реальных средах; 2) способы анализа сложных волновых полей; 3) типы и параметры используемых волн.

На протяжении многих лет Г. А. Гамбурцев выполнял исследования по совершенствованию методов экспериментального изуче-

ния сейсмических волн в реальных средах. Им создавались методы анализа волновых полей с использованием различных их параметров, развивались методы сейсмической разведки, основанные на использовании разных типов волн, в том числе поперечных и обменных. Начатые Григорием Александровичем направления продолжали интенсивно развиваться. Рассмотрим современное состояние этих исследований.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В РЕАЛЬНЫХ СРЕДАХ. ВЕРТИКАЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

Наблюдаемая на сейсмограммах волновая картина характеризуется большим количеством волн различного типа и протяженными зонами их интерференции. По мере увеличения детальности исследований реальные среды представляются все более гетерогенными. В этих условиях особое значение приобретают способы экспериментального изучения физики этого процесса в реальных средах. Однако это направление развивалось очень медленно. Это в значительной степени объяснялось тем, что длительное время экспериментальное изучение сейсмических волн проводилось в основном наземными наблюдениями. Данных о кинематике и динамике волн, получаемых при таких наблюдениях, было недостаточно для понимания физики их образования и распространения. Поэтому не всегда имеются надежные критерии определения природы зарегистрированных волн, нет вполне ясных представлений о влиянии различных типов неоднородностей разреза на волновое поле.

Представлялось целесообразным дополнить изучение волн в уже сформировавшемся поле исследованиями самого процесса образования отдельных волн и формирования волнового поля в целом. С этой целью наиболее благоприятными оказались наблюдения по линии, пересекающей неоднородности разреза. Это привело к развитию наблюдений во внутренних точках среды — скважинах, которые завершились созданием метода вертикального сейсмического профилирования (ВСП) [2]. Метод ВСП позволяет изучать сам процесс распространения сейсмических волн и формирования волнового поля в реальной среде, проследить образование сложного волнового поля, происхождение этого процесса и роль различных неоднородностей среды в образовании разных типов волн. При этом регистрируются и исследуются не только первая волна, но все волновое поле в последующей части записи и не только восходящие, но и падающие волны. Все волны непрерывно прослеживаются по вертикальному профилю. Области существования и динамические характеристики волн меняются вдоль вертикального профиля резче, чем по горизонтальному профилю. Волны изучаются в непосредственной близости от границ, с которыми они связаны, и где они наименее искажены наложением других волн, поэтому их природа и стратиграфическая приуроченность определяются наиболее уверенно.

Сейсмограммы ВСП свободны от искажающего влияния высокопоглощающей верхней части разреза, что позволяет увеличить частотный диапазон регистрируемых волн и детальность исследований. Быстрое убывание интенсивности волн-помех, как регулярных поверхностных, так и микросейсм, с удалением от дневной поверхности определяет возможность увеличения полезной чувствительности аппаратуры и отношения сигнал/помеха.

ВСП позволяет также использовать поляризацию колебаний для количественной интерпретации волнового поля и получения дополнительных и независимых сведений о среде. Перечисленные особенности ВСП определили его разведочные возможности. ВСП применяется как для повышения эффективности наземных наблюдений, так и для изучения околоскважинного пространства. В первом случае ВСП решает следующие задачи: изучение и выбор условий возбуждения; изучение скоростного разреза; выделение отражающих горизонтов; определение природы регистрируемых волн; стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов; увеличение глубинности исследований; оценка возможностей сейсморазведки в конкретной геологической ситуации и выбор оптимальной методики наблюдений.

Возможности ВСП при изучении околоскважинного пространства привели к развитию нового направления промысловой сейсмики — методики сейсмических исследований на этапе разведки и эксплуатации месторождений, особенности которой будут рассмотрены ниже.

ВСП привлекло к себе внимание широкого круга специалистов. Метод широко внедрен в практику производственных и исследовательских работ как в СССР, так и за рубежом. Книга «Вертикальное сейсмическое профилирование» [2] переведена на английский язык и издана в США.

ВСП позволило изучить волновые поля в различных средах и вошло в общий комплекс сейсморазведочных работ, однако принципиальные преимущества его были реализованы только после развития поляризационного метода, существенно расширившего сферу решаемых задач.

СПОСОБЫ АНАЛИЗА СЛОЖНЫХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

Реальные среды чрезвычайно неоднородны, в них образуется большое количество волн различной природы (отраженные, преломленные, обменные) и различных типов (продольные, поперечные, поверхностные). Кроме того, большинство волн приходит не на спокойном фоне, а накладываясь и интерферируя друг с другом или с волнами-помехами. Таким образом, в большинстве случаев запись на сейсмограммах представляет собой очень сложную волновую картину, в которой весьма трудно бывает разобраться.

В истории развития сейсмических исследований и в первую очередь сейсмической разведки выявляется интересная закономер-

ность: эффективность исследования на каждом этапе определяется главным образом возможностью анализа сложных волновых полей, наблюдаемых в реальных средах.

На протяжении всей истории развития сейсмической разведки способы анализа сложных волновых полей основывались на двух принципах: 1) корреляционном прослеживании волн или отдельных фаз; 2) упрощении волнового поля, которое достигалось избирательной селекцией по определенным его параметрам. В 30-х годах частотная селекция волн на основе многоточечной регистрации позволила осуществить фазовую корреляцию волн, что открыло для сейсмики всю последующую часть сейсмограмм и позволило выделять и прослеживать отраженные волны. Метод отраженных волн и в настоящее время является основным среди геофизических методов разведки на нефть и газ. С переходом к изучению все более сложных по своему строению районов частотная селекция волн была дополнена селекцией волн по направлению распространения (группирование сейсмоприемников и источников, регулируемый направленный прием, метод общей глубинной точки). Перечисленные способы основаны на селекции волн по признаку кажущейся скорости, и, следовательно, все результаты современной сейсмической разведки основаны на использовании только двух параметров волнового поля: частоты и направления распространения. Селекция по этим двум параметрам выполняется по записям фиксированной в пространстве (для продольных волн z) составляющей колебаний. Только скалярный подход к векторному волновому полю естественно ограничивает возможности сейсмических исследований.

Несмотря на прогресс сейсмических исследований, достигнутый в последние годы благодаря применению метода ОГТ и цифровой обработке материалов, до сих пор даже в хорошо изученных регионах остаются районы, не доступные сейсмическим исследованиям. К ним относятся сложнопостроенные среды с крутонаклонными границами (купола, рифы, дайки, диапиры, сильно дислоцированные среды). Подавляющие большинство сейсмических наблюдений проводится вдоль профиля (прямой линии), по этим же линиям выделяются волны, а интерпретация наблюдений и построение разрезов выполняются в плоскости, чаще всего в вертикальной.

До последнего времени сейсморазведка основывалась главным образом на схеме линия—плоскость, т. е. в сейсмической разведке, по существу, не использовался пространственный анализ волнового поля. В то же время все задачи сейсмических исследований по своему существу являются пространственными. Только в отдельных наиболее простых случаях строения среды, например осесимметричной (однородная или горизонтально слоистая среда), или в частных случаях сред с наклонными границами, когда наблюдения выполняются по линии, совпадающей с направлением падения границы, можно ограничиваться рассмотрением волнового поля в вертикальной плоскости. При изучении пологих структур и некоторых упрощениях также можно пренебречь пространствен-

ным анализом поля. Однако при изучении сложнопостроенных сред это пренебрежение пространственными особенностями волновых полей может привести к серьезным погрешностям в построениях.

Пространственный характер волновых полей определяется двумя группами параметров. Во-первых, при прохождении волны через точку частицы среды выходят из положения покоя и начинают колебаться, описывая при этом определенные траектории в пространстве вокруг положения равновесия. Траектории движения частиц определяют направленность I рода. Во-вторых, волна распространяется по какому-то определенному направлению в пространстве. Это направленность II рода. Таким образом, пространственность волнового поля определяется движением частиц среды в точке и направлением распространения волны в объеме.

Для существенного увеличения эффективности сейсмических исследований и в первую очередь при изучении сложнопостроенных сред представлялось целесообразным искать принципиально новые подходы и привлекать новые независимые параметры волнового поля. Для этого казалось необходимым дополнить существующую схему анализа двумя элементами, определяющими пространственность волнового поля — анализом колебаний в точке и изучением распространения волны в объеме. Такая схема в виде точка—линия—плоскость—пространство может считаться универсальной, причем можно думать, что по мере увеличения возможностей многоканальной регистрации схема примет вид точка—пространство, так как элементы линия и плоскость в этой схеме являются промежуточными и наиболее просто осуществляют переход от точки к пространству.

Очевидно, что наиболее полные представления о волновом поле, как это всегда подчеркивал Г. А. Гамбурцев, могут быть получены при комбинировании трехкомпонентных наблюдений в точке и трехмерных наблюдений в пространстве. Поэтому для увеличения эффективности сейсмических исследований и в особенности сложнопостроенных сред необходимо было в первую очередь развить поляризационные способы анализа колебаний в точке.

Г. А. Гамбурцев развил один из главных принципов, лежащих в основе способов анализа волновой картины,— позиционную корреляцию волн и применил корреляционные принципы к наблюдениям в точке. В последующие годы эти принципы дополнились селекцией волн по признаку поляризации [3].

ТИПЫ ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ВОЛН

На первом этапе развития сейсмических методов разведки использовались только первые волны на сейсмограммах — метод первых вступлений.

Частотная селекция волн на основе многоточечной регистрации обусловила развитие фазовой корреляции, которая привела к развитию метода отраженных волн.

Развитая в МОВ фазовая корреляция была применена в начале 40-х годов Г. А. Гамбурцевым к преломленным волнам, что позволило прослеживать не только моменты первых вступлений, но и волны в начальной части сейсмограмм, существенно повысило возможности сейсморазведки и привело к созданию корреляционного метода преломленных волн (КМПВ). Дальнейшие исследования показали, что в начальной части сейсмограмм от сравнительно удаленных источников регистрируются в основном преломленные (слабо рефрагированные) и запредельно-отраженные волны. Помимо методов, использующих продольные волны, развивались также методы, основанные на использовании волн других типов. Таким образом, для сейсмической разведки длительное время было характерно:

а) скалярный анализ векторного волнового поля;

б) использование при анализе волнового поля селекции по двум параметрам: частоте и направлению распространения (или кажущейся скорости). Это в полной мере относится и к основному в настоящее время методу ОГТ. Причем применяемым способам анализа волнового поля соответствуют свои системы и методика полевых работ;

в) использование в основном продольных волн. В последние годы существенное развитие получили исследования по применению поперечных волн, однако метод поперечных волн пока не нашел широкого применения. Выполнялись также исследования по развитию метода обменных отраженных волн, но метод пока не вышел из стадии экспериментов;

г) регистрация в каждом из методов одной «своей» фиксированной в пространстве составляющей колебаний (z для продольных волн и x или y для поперечных и обменных волн).

Существующие методы, помимо назначения (задач исследования), классифицируются как по типу используемых волн (метод продольных отраженных, обменных проходящих и т. д.), так и по способам анализа волнового поля и соответствующим им системам наблюдений (РНП, ОГТ).

Для существенного прогресса в повышении эффективности сейсмических исследований представлялось необходимым применить векторный анализ волнового поля с селекцией волн по всем его параметрам и совместным использованием волн разных типов. Эти условия оказалось возможным реализовать в поляризационном методе сейсмических исследований.

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МЕТОД СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (ПМ)

В последние годы жизни Г. А. Гамбурцев развивал идею широкого использования в сейсмической разведке поляризации колебаний в сейсмических волнах. Им была предложена азимутальная корреляция сейсмических волн, основанная на применении корреляционных принципов к изучению колебаний в отдельной точке [5].

Под руководством Г. А. Гамбурцева был развит азимутальный метод сейсмических исследований, в основе которого лежит изучение поляризации колебаний в точке с целью определения параметров волны для дальнейшей интерпретации. В последующие годы исследования по пользованию поляризации колебаний активно развивались. Были выполнены экспериментальные работы по изучению поляризации сейсмических волн на дневной поверхности и во внутренних точках среды. При этом было выявлено сильное искажающее влияние на поляризацию колебаний верхней части разреза, чем и объясняется недостаточная эффективность метода азимутальных наблюдений на дневной поверхности. Одновременно была показана эффективность использования поляризации колебаний для анализа сложных волновых полей в качестве дополнительного и независимого параметра. Экспериментальные исследования поляризации колебаний сейсмических волн в реальных средах привели к созданию общего поляризационного метода сейсмических исследований.

Общность и эффективность поляризационного метода определяются следующими основными его особенностями:

— регистрируется не одна, а три составляющих полного вектора;

— для анализа волнового поля используются все его параметры, включая поляризацию колебаний;

— выполняется не скалярный, а векторный анализ волнового поля, что позволяет одновременно выделять и прослеживать волны разных типов вне зависимости от направления распространения и поляризации;

— выполняется пространственный анализ волнового поля, основанный на комбинировании селекции волн по направлению распространения в объеме и направлению смещения в точке;

— для получения сведений о среде совместно обрабатываются волны разных типов, возбуждающиеся в источнике и образующиеся в среде;

— метод применим к различным видам наземных и скважинных сейсмических исследований. Однако не все модификации метода развиты в равной степени. Наибольшее развитие в настоящее время получил ПМ ВСП.

В ПМ поляризация колебаний используется в двух основных направлениях: при анализе сложных волновых полей и для получения непосредственных сведений о разрезе. Причем анализ колебаний по признаку поляризации осуществляется как в точке, так и в пространстве.

Точка. Колебательный процесс в точке определяется траекторией движения частиц при прохождении сейсмических волн — поляризацией колебаний. Поляризация колебаний является наиболее чувствительным параметром волнового поля и сильно зависит от типа волны и строения среды. Простые *P*- и *S*-волны в однородных и изотропных средах поляризованы линейно, также поляризованы поверхностные волны типа Лява. В то же время поверх-

ностные волны Релея поляризованы эллиптически в вертикальной плоскости, совпадающей с направлением распространения волны.

Реальные геологические среды отличаются сложностью строения, большим числом различных неоднородностей, на которых образуется множество волн. Все эти волны, накладываясь друг на друга, образуют сложное интерференционное поле, и поэтому реально наблюдаемые волны сложнополяризованы в плоскости или в пространстве.

Предложенные Г. А. Гамбурцевым методы изучения поляризации колебаний основаны на тех же принципах, которые доказали свою эффективность при изучении распространения волны в пространстве. По аналогии с регулируемым направленным приемом, использующим направленность II рода и позволяющим выделять волны, приходящие к сейсмоприемникам с различных направлений, при изучении траектории движения частиц в точке был развит метод регулируемого направленного приема I рода (РНП I рода), основанный на селекции волн по направлению движения частиц среды. РНП I рода, так же как и РНП II рода, основан на группировании сейсмоприемников, однако в отличие от последнего, где с определенными задержками суммируются сигналы сейсмоприемников, расположенных вдоль линии наблюдений, в РНП I рода суммируются сигналы сейсмоприемников, расположенных в одной точке, но различным образом ориентированных в пространстве. При этом изменение относительной чувствительности сейсмоприемников, входящих в группу, можно получить диаграмму направленности, произвольным образом ориентированную в пространстве, т. е. можно выделять колебания с любыми произвольными направлениями смещений в пространстве.

Предложенный Г. А. Гамбурцевым метод азимутальной корреляции, в дальнейшем обобщенный в метод полярной корреляции, позволяет визуально выделять различного типа волны по признаку их поляризации. Признаком простой волны при полярной корреляции является сохранение закона поляризации волны на всем интервале времени прохождения волны через точку. Полярная корреляция осуществляется по полярным сейсмограммам, представляющим собой совокупность составляющих колебаний, определенным образом ориентированных в пространстве. РНП I рода и полярная корреляция позволили за последние годы изучить поляризацию сейсмических волн в реальных средах. В частности, изучение поляризации первой прямой волны показало, что в большинстве случаев прямая волна является результатом наложения нескольких волн, формирующихся в источнике. Этот результат представляет большой интерес, так как прямая волна дает начало всему волновому процессу. От ее характеристик существенно зависят как свойства каждой отдельной волны, которые «по наследству» зависят от первой «материнской» волны, так и структура всей сейсмограммы, т. е. число волн и их взаимное расположение. При этом показано, что поляризация волн является очень чувствительным параметром и в значительно большей степе-

ни зависит от геологического строения в точке приема, чем форма волны, которая в первую очередь определяется условиями в источнике.

Особый интерес представляет поляризация S-волн, которая очень чувствительна к особенностям строения среды и позволяет изучать очень тонкие характеристики среды.

Линия. Большое значение имеет поляризация при изучении сложных волновых полей, образующихся в сложнопостроенных средах, где направления подхода волны могут резко отличаться от вертикали и меняться вдоль линии наблюдений. В этих условиях вертикальная составляющая может быть такой же случайной, как и любая другая составляющая. При изучении только вертикальной и вообще фиксированной в пространстве (например, x или y) составляющей можно получить неверное представление об интенсивности волн. Новые возможности открываются, если прослеживать вдоль линии не фиксированную, а составляющую колебаний, на которой данная волна в данной точке была выделена лучшим образом. Этот принцип лежит в основе поляризационно-позиционной корреляции (ППК). Для простых линейно-поляризованных колебаний такая следящая составляющая совпадает с направлением полного вектора колебаний; для сложнополяризованных колебаний следящей будет составляющая, на которой отношение сигнал/помеха является максимальным. Направления полного вектора определяются взаимным расположением источника и приемника и строением среды и обычно меняются плавно. Направление следящей для данной волны составляющей может не совпадать с направлением полного вектора и определяется условиями наложения волн в точке, т. е. поляризационной характеристикой колебаний в точке. Направление следящей составляющей колебаний в пространстве вдоль линии профиля меняется значительно более резко, чем направление полного вектора. По аналогии со светом можно сказать, что ППК позволяет высвечивать в поляризованном свете волны, примерно также высвечиваются минералы под микроскопом.

ППК позволяет выделять и прослеживать регулярные волны независимо от типа волны, направления распространения и характера их поляризации. ППК лежит в основе поляризационного метода сейсмических наблюдений, который позволил перейти от изучения какого-либо одного типа волн, на которых базируются основные методы сейсмических исследований (например, методы продольных, обменных, поперечных отраженных волн или обменных проходящих волн), к одновременному и комплексному изучению всего волнового поля с использованием всех типов волн, связанных с одной и той же неоднородностью. Это явилось предпосылкой получения существенно более полных сведений о среде и увеличения эффективности всех исследований.

Поляризация является также источником непосредственных сведений о среде. Изучение закономерности изменения траектории движения частиц позволяет получить сведения о скоростном строе-

нии и неоднородностях среды, причем во многих случаях эти сведения могут оказаться более детальными, чем по данным кинематики. В частности, это относится к выявлению градиента нарастания скорости с глубиной, однако это направление пока развито недостаточно. Можно думать, что по мере накопления знаний о поляризации колебаний в сейсмических волнах, распространяющихся в реальных средах, возможности использования поляризации колебаний будут непрерывно увеличиваться, и в этом отношении идея Григория Александровича Гамбурцева представляется неиссякаемо плодотворной.

ПРОМЫСЛОВАЯ СЕЙСМИКА

Несмотря на то, что практически все запасы нефти и газа получены на площадях, подготовленных к бурению сейсмическими исследованиями, и все скважины задаются только по данным сейсморазведки, общая эффективность геологоразведочных работ остается низкой. Только третья (а на отдельных этапах только четвертая) разведочная скважина оказывается продуктивной, а половина подготовленных к бурению структур пустые. Сокращение объемов непродуктивного глубокого бурения является одним из основных путей повышения эффективности геологоразведочных работ.

До последнего времени сейсмические исследования использовались в основном на этапе поиска структур. В последние годы существенно повысилась роль ВСП при подготовке структур к глубокому бурению [7]. В настоящее время практически все структуры, введенные в разведку, подготавливаются сейсмическими исследованиями. Однако на последующих этапах геологоразведочного процесса и при эксплуатации месторождений сейсмические исследования практически не применяются.

Развитие техники, технологии и методики сейсморазведки, в первую очередь ВСП и в особенности ПМ ВСП, существенно увеличили возможности изучения разреза в околоскважинном пространстве как на интервале глубин, вскрытых скважиной, так и ниже забоя. Это привело к развитию нового направления — промысловой сейсмики (ПС) — сейсмических исследований на этапе разведки и эксплуатации месторождений [3, 5, 1, 4, 6]. В основе ПС лежит широкое комплексирование ВСП с наземными наблюдениями, промысловой геофизикой и буровыми работами. Такие исследования позволяют расширить информацию о строении, полученную данными промысловой геофизики вдоль линии скважины, на достаточно большие (до 2,0 км) расстояния во все стороны от скважины.

Задачи ПС можно разделить на структурные и литолого-стратиграфические. На первом этапе развития ВСП, связанном с регистрацией одной составляющей (z) колебаний, применение отраженных волн позволило изучать структурные планы границ на участках, примыкающих к скважине, в интервале глубин, вскрытых скважиной, а также расположенных глубже забоя скважины.

Такие наблюдения могут быть эффективными даже в условиях, когда наземные наблюдения оказываются безрезультатными.

На втором этапе развития ВСП, связанном с созданием ПМ ВСП, появилась возможность детального изучения динамики волнового поля и в связи с этим решения литолого-стратиграфических задач, основанных на изучении физических свойств разреза. ПМ ВСП в широком динамическом и частотном диапазонах с цифровой регистрацией позволяет изучать строение, литологию и стратиграфию в околоскважинном пространстве. Это является предпосылкой применения сейсмических исследований не только на этапе поиска и подготовки структур к глубокому бурению, но и на этапах разведки и эксплуатации месторождений.

Задачи ПС на этапе разведки сводятся к изучению структурных планов: картирование границ, вскрытых и не вскрытых скважиной, определение элементов залегания границ, выявление и трассирование тектонических нарушений. На этом этапе решаются литолого-стратиграфические задачи: расчленение разреза на литолого-стратиграфические разности; изучение фациальных и литологических изменений разреза в окрестности скважины; прогнозирование залежи в окрестности скважины; изучение самой залежи — определение ее размеров, объема, контуров, геометрии залежи в межскважинном пространстве; изучение целостности залежи и выявление тектонических разрывов; изучение внутреннего строения залежи; обнаружение зон выклинивания и замещения; определение коллекторских свойств и в особенности пористости; оценка запасов на начальном этапе разведки; выявление зон аномально высоких давлений.

Все это на этапе разведки позволяет обоснованно планировать расположение скважин в процессе разбуривания месторождений, что может существенно сократить объем дорогостоящего бурения, повысить надежность корреляции разрезов между скважинами, оценить запасы залежи на ранних этапах разведки и выбрать оптимальный метод разработки и добычи, который должен соответствовать характеру залежи.

ПС на этапе эксплуатации дает возможность определять положение газожидкостных контактов и контролировать их в процессе разработки месторождений, определять контур залежи, оценивать эффективность способов воздействия на пласт, контролировать давление в залежи и планировать добычу.

Применение ПС связано с существенным увеличением объемов наблюдений в скважинах и существенным повышением стоимости сейсмических работ. Однако любые дополнительные сведения о строении околоскважинного пространства приводят к огромной экономии средств на бурение. Развитие ПС требует разработки унифицированных оптимальных объемных систем наблюдений, основанных на широком комбинировании площадных наземных наблюдений с ВСП и уровенными наблюдениями с максимальным использованием одних и тех же источников для сокращения сроков задалживания скважины. Необходима разработка унифициро-

ванного комплекса математического обеспечения ПС, обеспечивающего оперативное получение возможно более полных данных промысловой сейсмики для геологического планирования глубокого бурения. Представляется целесообразной организация комплексных партий ПС, оснащенных техникой для одновременных наземных и скважинных наблюдений. Полученные и ожидаемые в дальнейшем результаты позволяют смело авансировать работы по развитию промысловой сейсмики.

Не вызывает сомнения, что по мере развития ПС появится много новых возможностей и сейсмические исследования на этапе разведки и эксплуатации месторождений будут иметь столь же решающее значение, какое они имеют в настоящее время на этапе поиска и подготовки структур к глубокому бурению. Это позволит качественно повысить эффективность всего комплекса геологоразведочных работ и не только на нефть и газ, но и на твердые ископаемые.

Из этого краткого обзора ясно видно, что идеи Г. А. Гамбурцева получили широкое развитие и во многом способствовали существенному прогрессу методов экспериментального изучения сейсмических волн в реальных средах и повышению эффективности сейсмических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амиров А. Н., Гальперин Е. И., Гурвич И. И.* и др. Промысловая сейсмика — сейсмические исследования на этапе разведки и эксплуатации месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 7, с. 78—83.
2. *Гальперин Е. И.* Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1977. 261 с.
3. *Гальперин Е. И.* Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 277 с.
4. *Гальперин Е. И.* Вертикальное сейсмическое профилирование на этапе разведки и эксплуатации месторождений.— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 6, с. 1347—1350.
5. *Гамбурцев Г. А.* О новом виде фазовой корреляции при сейсмических наблюдениях.— Докл. АН СССР, 1952, т. 87, № 1, с. 37—40.
6. *Гурвич И. И., Боганик Г. Н.* Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1980. 551 с.
7. *Теплицкий А. В.* и др. Комплексирование методов скважинной и наземной сейсморазведки при подготовке структур к глубокому бурению.— В кн.: Геофизические методы поисков и подготовки нефтегазоперспективных структур к глубокому бурению. М.: Недра, 1978, с. 95—109.

УДК 550.347.25(09)

Н. А. Караев

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ СРЕД

Процесс развития сейсмических методов при постоянном усложнении геологических задач в большой мере определяется представлениями о сейсмических моделях реальных сред. Принципиальная важность проблемы выбора сейсмической модели реальной среды, от которой зависит исход всей последующей интерпретации сейсмических данных, в равной степени касается всех разделов структурной сейсмологии, т. е. сейсморазведки и глубинного сейсмического зондирования. Вопросы развития представлений о сейсмических моделях реальных сред освещены в различных работах Г. А. Гамбурцева [4, 5]. В то время центральное место в традиционном классе сейсмических моделей отводилось слоистым моделям, структура которых в последующие годы постепенно усложняется. На смену толстослоистым моделям с небольшим числом плоских и сферических границ [17] в сейсморазведке появляются тонкослоистые, так называемые эффективные сейсмические модели (ЭСМ) с большим числом тонких и переходных градиентных слоев [2, 1]. В ГСЗ от многослойной непрерывно слоистой модели переходят к слоисто-прерывистой, а затем и макронеоднородной слоисто-блоковой [12].

В процессе многочисленных экспериментов появляются данные о том, что аппроксимация реальной среды только регулярными сейсмическими моделями не может объяснить наблюдаемые сложные аномальные волновые эффекты. В ранних работах Г. А. Гамбурцева при рассмотрении волнового поля, формируемого на поверхности фундамента, есть указания на то, что в определенном диапазоне частот отраженные волны теряют регулярность и заменяются диффузным (рассеянным) полем. Это положение Г. А. Гамбурцева получило развитие в работах Л. А. Рябинкина и др. [18], которыми впервые введено в сейсморазведку понятие о «шероховатых» нерегулярных границах. Одновременно с этим в составе слоистых моделей стали рассматриваться неоднородные включения в виде «узлов» дифракции, отвечающие положению в разрезе зон выклинивания, сбросов, сложного рельефа соляных куполов и др. Наличие мелкомасштабных неоднородностей в реальной среде было учтено в моделях «мутных сред», предложенных А. В. Николаевым [13]. В составе слоистых моделей вводятся в рассмотрение и крупномасштабные нерегулярные компоненты, отвечающие, например, рифогенным структурам, интрузивным образованиям пластового типа, нефтяным и рудным залежам, кимберлитовым телам и др.

КЛАССИФИКАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ СРЕД

В последние десятилетия в связи с развитием работ в рудных районах перед сейсмическим методом возникла проблема изучения сложнодислоцированных метаморфических и изверженных толщ пород в разведочном диапазоне глубин. Объектами изучения сейсморазведки стали новые, более сложные геологические образования (интрузивные тела, тектонические зоны и др.). В подобных средах слоистость не является характерной особенностью их структуры, и поэтому для анализа сложных волновых полей, формируемых в этих толщах, оказались неприменимыми традиционные методы, разработанные для слоистых моделей. Во многих случаях эти поля оставались либо не расшифрованными, либо формальная их регуляризация приводила к искаженным результатам, не подтверждающимся бурением. Подробное изучение волновых полей, формируемых в этих средах, привело к созданию нового класса сейсмических моделей, наиболее приближенных к реальным геологическим моделям сложнодислоцированных толщ [8].

В построении сейсмических моделей сложнодислоцированных толщ особая роль отводится исследованию скоростных параметров слагающих их пород. Для этого нами были проведены большие объемы скважинных сейсмоакустических измерений при изучении распределения скоростных параметров метаморфических и изверженных пород в молодых складчатых зонах, а также на древних кристаллических щитах при глубине исследований, достигающей 3,0—3,5 км [15]. На основе обобщения главных особенностей строения геологических объектов и данных о распределении упругих параметров предлагается классификация сейсмических моделей сложнодислоцированных сред.

Важнейшей особенностью горных пород сложнодислоцированных толщ является их сейсмическая гетерогенность, которая создается неравномерностью распределения вещества и физических свойств пород в виде неоднородных включений всех масштабов [14, 16] (от микро- до макронеоднородностей). Эти включения могут иметь самую разнообразную геологическую природу. К ним могут быть отнесены трещины, элементы складок, линзы, участки зон метасоматоза и др. Скоростные характеристики неоднородных включений изменяются в широких пределах ($v_P = 3{,}5 \div 7{,}0$ км/с) и определены как чрезвычайно пестрым их вещественным составом, так и особенно последующими процессами разных видов метаморфизма.

Из общих геологических представлений следует, что включения распределены в пространстве композиционно, т. е. образуют некоторые вполне определенные геологические структуры, названные нами гетерогенными системами. При составлении общей классификации ЭСМ этих толщ размеры гетерогенных систем и их составных включений оцениваются по отношению к трем характерным параметрам: длине волны λ, определяемой полем волны, ра-

диусу зоны Френеля $r_{фр}$ (структурный параметр), который зависит от геометрических размеров системы, ее положения в разрезе, определяемой условием $r_{фр} \approx \sqrt{\lambda l}/\cos\theta$, где l — расстояние от источника до середины элемента, θ — угол падения волны и M — условный обобщенный параметр, отображающий размеры области исследования. При дальнейшем рассмотрении из всего многообразия включений нами выбраны только те, масштаб которых соизмерим с $r_{фр}$ или λ, и названы нами среднемасштабными элементами. Элементы много меньших размеров могут быть осреднены, а больших рассматриваются как самостоятельные детерминированные объекты исследования, на которых могут возникать регулярные поля.

Локальные элементы характеризуются разнообразной формой и характером изменения эффективного коэффициента отражения $\varkappa(\theta, \omega)$, где ω — частота. Нами рассматриваются только однородные локальные элементы (плоские и криволинейные), которыми наилучшим образом могут быть аппроксимированы включения для большинства моделей реальных сред. Наибольший разведочный интерес представляют гетерогенные системы, составленные из среднемасштабных элементов.

Сейсмические модели гетерогенных систем характеризуются двумя основными параметрами. Первый — это «размерность» системы, определяется характерными линейными размерами контуров систем, второй — характер распределения локальных элементов в пространстве, зависящий от внутренней структуры системы. По первому параметру гетерогенные системы подразделяются на квазиодномерные области (трубчатые системы), квазидвумерные (зоны) и трехмерные (блоки).

Характерные размеры квазиодномерной системы определены линейными размерами осевой линии L_1 и размерами объемных локальных элементов в поперечном сечении L_2 и L_3. Если эти соотношения между характерными размерами соответствуют условию $L_1 \gg r_{фр}$, $L_i \sim \lambda$ или $L_i \sim r_{фр}/(i = 2, 3)$, то такая система называется трубчатой. Если соотношения между размерами контуров соответствуют условию $L_i \gg r_{фр}$, $L_3 \sim r_{фр}$ или $L_3 \sim \lambda$ $(i = 1, 2)$, такая система называется зоной.

Характерные размеры контуров гетерогенных блоков удовлетворяют неравенству $L_i \gg r_{фр}$ $(i = 1, 2, 3)$. В зависимости от распределения центров тяжести элементов, степени их периодичности, ориентировки в пространстве гетерогенные системы условно подразделяются на квазиупорядоченные и диффузные.

К гетерогенным зонам могут быть отнесены разломы, надвиги, системы трещин, приконтактовые ореолы, системы складок, зоны метаморфизма и др. Форма огибающей поверхности зон может быть произвольной. На рис. 1, *а* приведены примеры схематического изображения гетерогенных зон, относимых к некоторым типам геологических структур, как, например, к структурам будинажа, тектоническим нарушениям, представляемым упорядоченным распределением оперяющих трещин, а также случайным распре-

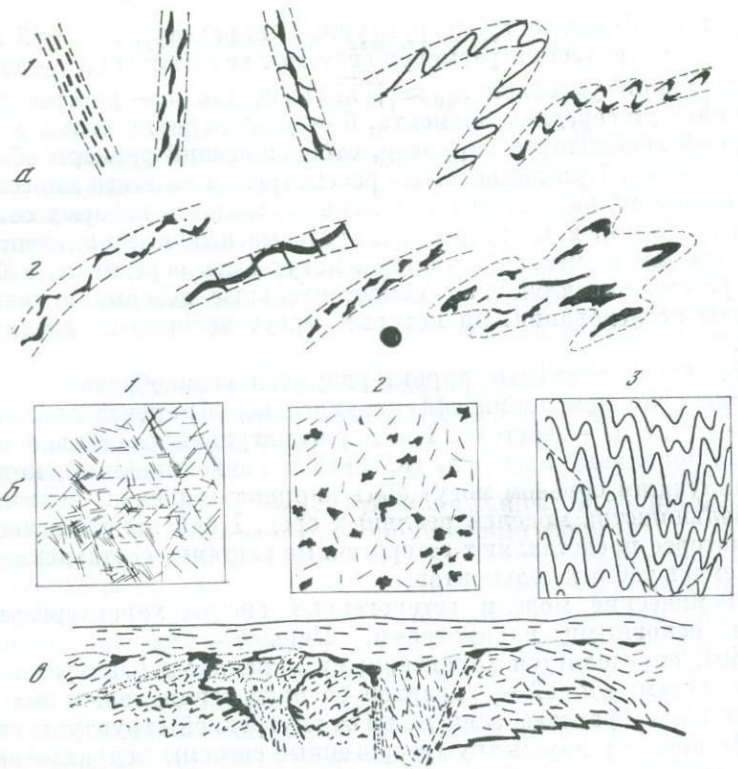


РИС. 1. Примеры гетерогенных систем с включениями

а — гетерогенные зоны: *1* — тектонические нарушения с квазиупорядоченным и диффузным распределением неоднородностей; *2* — деформационные структуры (системы наложенных складок); *б* — гетерогенные блоки: *1* — интрузивный массив с диффузным распределением трещин; *2* — кимберлитовая трубка; *3* — складчатая область; *в* — разрез реальной среды в виде композиции гетерогенных систем

делением брекчированных неоднородностей и их композицией. Здесь же приведены примеры схематического изображения гетерогенных зон, относимых к деформационным структурам, представленным в виде систем различного типа наложенной складчатости и др.

Как видно на приведенных примерах, основная отличительная особенность рассматриваемых гетерогенных зон заключается в их резкой внутренней неоднородности, что существенным образом отличает эти среды от традиционно рассматриваемых в сейсморазведке однородных пластов, ограниченных зеркальными границами. После некоторого усреднения данных акустического каротажа гетерогенным зонам может соответствовать устойчивая детерминированная компонента скорости, и эта их особенность может иногда коррелироваться на значительные расстояния. Характерно, что в большинстве случаев, по данным акустического

каротажа, гетерогенным зонам соответствуют пониженные значения скорости ($v_P = 3{,}5 \div 4{,}0$ км/с) по сравнению с вмещающими породами.

К гетерогенным блокам могут быть отнесены интрузивные массивы, зоны смятия, сложнопостроенные складки различных генераций, системы трещин и др. (рис. 1, *б*). Гетерогенные блоки могут различаться между собой по следующим признакам.

1. На фоне общей горизонтальной зональности пород выделяются разномасштабные блоки, различаемые между собой по величине и характеру изменения интегральных скоростных характеристик. Этот признак считается основным при определении понятия «сейсмический блок». По мере накопления новых данных о скорости было установлено, что часто интегральные скоростные характеристики пород между контактирующими разнотипными геологическими блоками (например, интрузивный массив и вмещающая эффузивно-осадочная толща пород) мало отличаются между собой и поэтому отмеченный признак нельзя считать достаточно надежным при разделении среды на блоки.

2. В подавляющем большинстве случаев локальные изменения скорости в гетерогенных блоках носят сложный осциллирующий характер, поэтому можно говорить о плотности распределения их центров тяжести, ориентировке в пространстве, контрастности сейсмических параметров и др. Эта особенность для контактирующих блоков проявляется более отчетливо, чем контрастность по интегральным скоростным характеристикам между различными геологическими блоками.

3. В сложнодислоцированных средах, где породы в высокой степени уплотнены, устанавливаются слабоощутимые вертикальные градиенты скорости в гетерогенных блоках, поэтому последние по интегральным скоростным характеристикам могут быть отнесены к квазиоднородным сейсмическим моделям. Вертикальные градиенты скорости для метаморфических и кристаллических пород обычно не превышают $\beta = 0{,}02$ с$^{-1}$. Это связано со слабым влиянием статических нагрузок на распределение скорости в сильно уплотненных породах. Высокими градиентами скорости может быть охарактеризована только самая верхняя часть разреза до глубин 100—150 м, где породы изменены процессами выветривания.

4. По характеру организации среднемасштабных элементов к диффузным блокам могут быть отнесены, например, крупные интрузивные массивы, зоны смятия и др., в пределах которых неоднородные включения, отождествляемые с трещиноватостью горных пород, могут иметь случайное распределение в пространстве. К квазиупорядоченным блокам могут быть отнесены, например, толщи метаморфических пород, в пределах которых пользуется развитием линейная складчатость, направленная трещиноватость и др.

Геологическая структура в условиях сложнодислоцированных толщ обычно является сложной композицией гетерогенных систем

различных порядков (рис. 1, *в*). В эту композицию могут входить слоисто-неоднородные и отдельные регулярные компоненты системы. Комбинированные системы могут быть представлены в виде: а) сочетания различных типов гетерогенных блоков; б) сочетания гетерогенных зон и гетерогенных блоков; в) квазиоднородные пласты в гетерогенных блоках, например тектонические нарушения в толще метаморфических или изверженных пород.

ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ ГЕТЕРОГЕННЫХ СИСТЕМ

С гетерогенными системами связано формирование сложных интерференционных волновых полей, точное математическое описание которых весьма затруднительно. В лучшем случае для этих моделей можно получить приближенные формулы, описывающие главную часть формируемого волнового поля. Однако для большинства предложенных гетерогенных систем получение даже таких приближенных формул, область применимости и точность которых строго оценить не удается, является весьма сложной задачей. Учитывая это обстоятельство, наиболее целесообразным считаем сочетание теоретических (расчетных) методов решения с методами физического (аналогового) моделирования. Теоретический путь основан на использовании приближенных формул для поля волны, рассеянной на локальном элементе. Асимптотические формулы, полученные в приближении Кирхгофа для поля волны, рассеянной на локальном элементе, а также особенности методики физического моделирования, достаточно подробно изложены в работах [19, 10, 11]. Остановимся лишь на некоторых главных выводах.

Анализ приближенной формулы для поля волны, образовавшейся на отдельном локальном элементе, показал, что в наиболее общем случае эту волну можно считать рассеянной. Характер рассеяния определяется геометрическими размерами элементов, условиями их освещения и другими признаками. В зависимости от величины $2d/r_{\text{фр}}$, где $2d$ — размер элемента, локальные элементы можно разделить на три группы. К первой группе относятся большие элементы ($2d/r_{\text{фр}} \geqslant 1{,}5 \div 2{,}0$), для которых формируемое на них волновое поле практически совпадает с полем отраженной волны; ко второй — средние элементы, размеры которых определены неравенством $0{,}2 \leqslant 2d/r_{\text{фр}} \leqslant 1{,}5$, при этом рассеянная волна характеризуется четко выраженной диаграммой направленности с максимумом в направлении зеркального отражения от середины элемента, и по кинематическим признакам эта волна близка к дифрагированной; к третьей — малые элементы ($2d/r_{\text{фр}} \leqslant 0{,}2$), для которых рассеяние становится ненаправленным и малым по величине.

Для среднемасштабных элементов, представляющих главный интерес в нашем рассмотрении, характеристика рассеивания будет зависеть от размеров и формы элементов, а также от радиусов кривизны падающих волн. В этом случае при изменении положе-

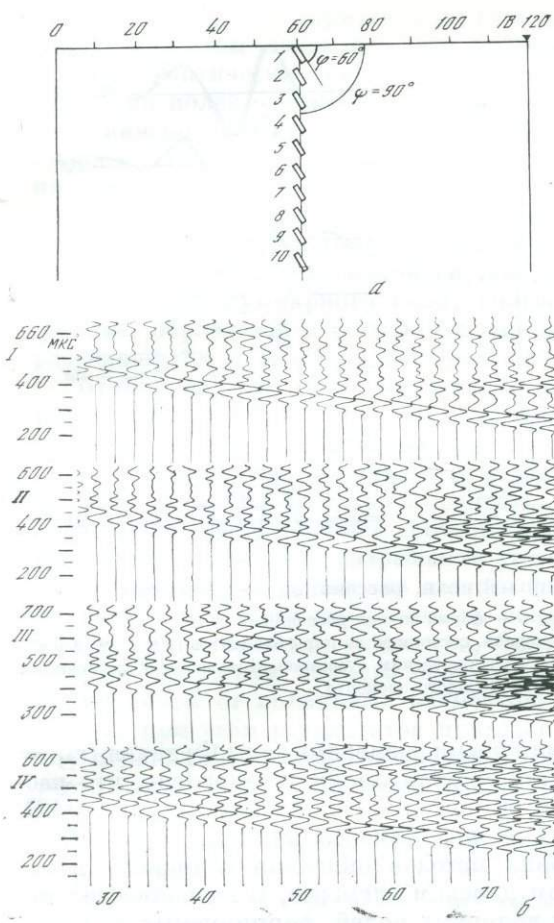


РИС. 2. Волновое поле для гетерогенной вертикальной зоны

а — модель среды, составленная из плоских элементов ($2d = 0{,}75\lambda$, $\psi = 60°$), источник в точке $x = 120$ см со стороны восстания элементов; *б* — серия осциллограмм, на которых представлено волновое поле от: *I* — 5-го элемента; *II* — 5-го и 6-го элементов; *III* — 4-го и 6-го элементов; *IV* — 1—8-го элементов

ния источника возбуждения диаграмма рассеивания для криволинейных элементов изменяется меньше, чем для прямолинейных. Направленное излучение среднемасштабного плоского элемента ($2d = 0{,}75\ \lambda$, $\psi = 60°$) наглядно иллюстрируется на верхней осциллограмме (рис. 2), на которой зарегистрирована четкая регулярная волна с «отрицательной» кажущейся скоростью. Область регистрации рассеянной волны ограничена положением проекции элемента, при этом направление максимального излучения геометрически совпадает с направлением выхода луча отраженной волны от середины элемента. По результатам физического моделирования было также установлено, что существенное значение в суммарном волновом поле имеют рассеянные обменные волны PS и SP, образованные на отдельных локальных элементах.

Теоретические расчеты, выполненные по приближенным формулам, были сопоставлены с результатами физического моделирования для среднемасштабных плоских и криволинейных элемен-

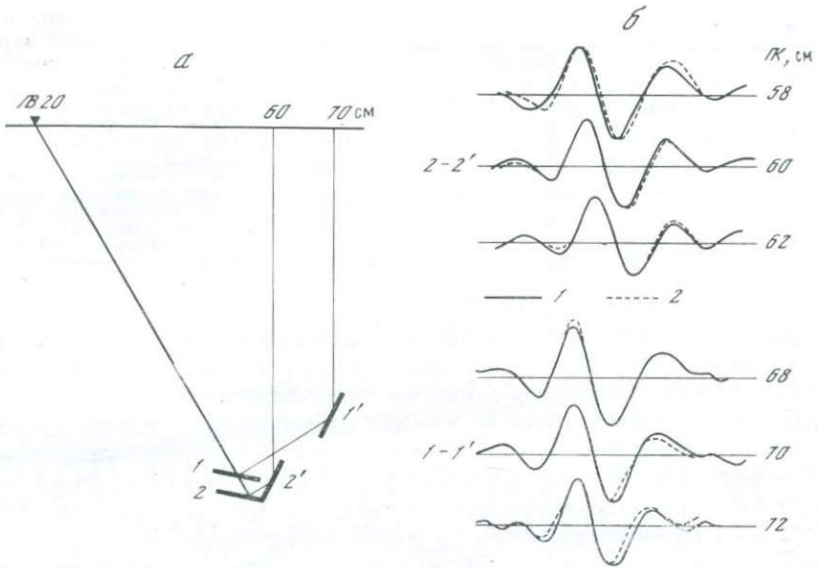


РИС. 3. Сравнение полей волн, рассеянных на элементах

а — схема моделей; *б* — форма записи рассеянных волн.
1 — записи, полученные в случае модели, состоящей из пары элементов (*1* и *1'*) и (*2* и *2'*);
2 — записи, полученные попарным алгебраическим суммированием записей рассеянных волн от каждого элемента

тов, характеризуемых различными размерами зоны Френеля ($r_{фр} = 0{,}4 \div 1{,}2$). В результате сопоставления установлено, что расхождения по амплитуде и во времени не превышали 10% [10]. Совпадение теоретических и экспериментальных данных показывает эквивалентность обоих методов описания волнового поля, рассеянного на локальном плоском элементе, и позволяет их использовать при изучении волновых полей, формируемых на сложных гетерогенных системах со среднемасштабными включениями. Исследования свойств рассеянных волн на элементах послужили основой для изучения механизма образования и особенностей волновых полей, формируемых на гетерогенных системах. Волновое поле, отвечающее гетерогенным системам, в общем представляет собой некоторое множество волновых элементов. Структура поля зависит как от параметров отдельных элементов, так и от особенностей их композиции в пространстве. Ансамбль волновых элементов можно характеризовать как локальными, так и интегральными (групповыми) свойствами поля.

Одним из центральных вопросов при расчете суммарного поля является оценка роли рассеянных кратных волн. Теоретически такие оценки пока не были получены, и поэтому был избран путь физического моделирования. На рис. 3 приведена схема эксперимента и полученные при этом результаты. Было определено поле кратных волн, сформированных на парных среднемасштабных эле-

ментах ($1—1'$, $2—2'$ при $2d = \lambda$) при разных расстояниях между ними. При этом оказалось, что суммарные поля от парных элементов практически совпали с полем, полученным в результате сложения полей однократных волн, зарегистрированных раздельно от каждого из парных элементов (рис. 3, *б*). Отсюда следует, что вклад кратных волн в полное рассеянное поле даже при расстоянии между элементами много меньше λ и относительно больших значениях эффективного коэффициента отражения ($\varkappa = 0{,}25$) чрезвычайно мал. Поэтому при рассмотрении полного поля, сформированного на гетерогенной системе, можно допустить, что основная часть суммарного поля, соответствующего гетерогенной системе, образуется в результате наложения однократных полей, рассеявшихся на каждом элементе отдельно.

Второй не менее важный вопрос, возникающий при расшифровке механизма образования интерференционных волн на гетерогенных системах, касается оценки применимости к полному полю принципа локальности, т. е. необходимо установить, с какой степенью приближения можно считать, что годографу от каждого локального элемента зоны соответствует свой фазовый годограф на сейсмограмме. Для разрешения этого вопроса на примере рассмотрения гетерогенных зон данные физического моделирования волнового поля, образованного на зонах, составленных из плоских и криволинейных элементов, были сопоставлены с теоретическими расчетами полного поля, образованного путем суперпозиции полей от локальных элементов. Подробный анализ полученных при этом результатов приведен в работах [10, 11]. Здесь мы ограничимся лишь некоторыми выводами, основанными на результатах совпадения теоретических и экспериментальных данных.

Полное поле, соответствующее гетерогенной зоне, приобретает свойства волнового пакета, который характеризуется фазовыми и групповыми свойствами. Локальные фазовые характеристики пакета определяются диаграммой рассеивания полей от элементов зоны, т. е. для волнового пакета имеет место приближенный принцип локальности. Распространение в пространстве максимума энергии волнового пакета определяет групповой годограф и групповую амплитудную кривую, параметры которых зависят от движения в пространстве центров тяжести фазовых годографов, определенных лучами, отраженными от центров площадок. Характер распределения локальных элементов в пределах зоны, а также геометрические параметры зоны определяют соотношение между фазовыми и групповыми свойствами полного поля. Образование волнового пакета на экспериментальных сейсмограммах можно проследить на примере, где видны изменения структуры волнового поля, формируемого на вертикальной гетерогенной зоне, при последовательном наращивании количества плоских наклонных элементов ($2d = 0{,}75\lambda$, $\psi = 60°$) вдоль зоны (рис. 2).

Полученные на моделях особенности механизма образования интерференционных полей в гетерогенных зонах позволяют объ-

яснить свойства этих полей для некоторых типов гетерогенных зон. К ним относятся: диффузные и квазиупорядоченные зоны, зоны с плоскими ориентированными и случайно расположенными площадками, состоящие из криволинейных элементов, а также вертикальные, наклонные, горизонтальные, криволинейные. Таким образом, суммарному волновому полю от гетерогенной зоны соответствует совокупность фазовых годографов, каждый из которых отвечает локальному элементу. При этом относительно небольшая часть фазового годографа соответствует окрестности точки зеркального отражения от элемента. Важной кинематической характеристикой полного поля от гетерогенных зон являются групповые годографы, форма которых определяется совокупностью времен прихода отраженной волны $\tilde{t}_k$ в точки отражения x_k от центра каждой площадки. Это время будет соответствовать фазе с максимальной амплитудой.

Зоны, составленные из плоских элементов. В работах [6, 11] приведены формулы расчета фазовых и групповых годографов для зон с углами наклона φ, составленными из плоских элементов, характеризуемых одинаковыми углами наклона и постоянным шагом между элементами вдоль зоны.

Кривая, соответствующая групповому годографу, проходит через точки $\tilde{x}_k$ и $\tilde{t}_k$:

$$\tilde{t}_k = \frac{2\cos\psi}{v}\left|\frac{x_k\sin\psi + y_k\cos\psi}{x_k\sin 2\psi + y_k\cos 2\psi}\right|\sqrt{x_k^2 + y_k^2}, \qquad (1)$$

где x_k, y_k — координаты центров площадок. Из приведенной формулы следует, что параметры группового годографа будут зависеть от соотношения углов наклона зоны и элементов ψ.

Анализ формул, устанавливающих связь между групповыми характеристиками волновых пакетов для различных гетерогенных зон, в зависимости от их геометрических параметров и внутренней структуры пакета был проведен в работах [6, 11]. При этом исследовались отличия параметров групповых годографов от фазовых, соответствующих условной зеркальной границе, совмещенной с поверхностью зоны. Рассмотрим некоторые примеры, иллюстрирующие особенности волновых полей от плоских гетерогенных зон в зависимости от углов наклона элементов и зон.

Наибольший интерес представляют свойства волновых полей, соответствующих в е р т и к а л ь н ы м гетерогенным зонам, которые пользуются широким распространением в сложнодислоцированных средах и часто отвечают тектоническим нарушениям с различной внутренней структурой.

Для вертикальных гетерогенных зон, составленных из плоских элементов с одинаковыми углами наклона ψ, как видно на рис. 2, волновое поле представляется интенсивным многофазным волновым пакетом, который отличается достаточно четкой асимметрией относительно зоны. Независимо от углов наклона локальных элементов, кажущаяся скорость группового годографа, соответствующего вертикальной зоне, и определяемая выражением

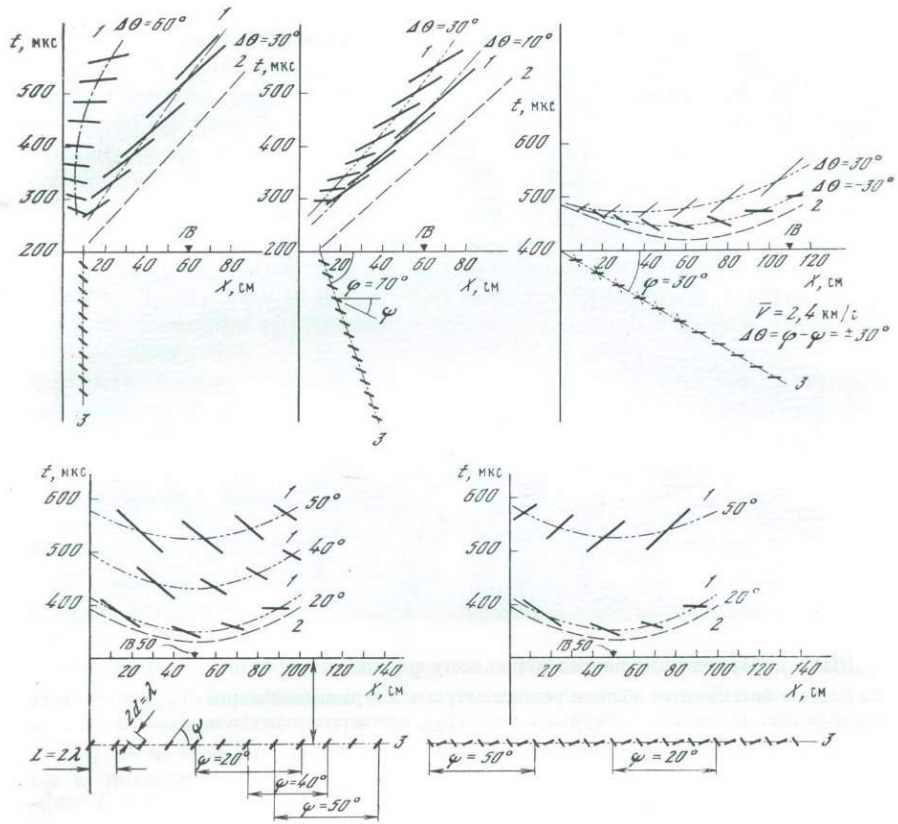


РИС. 4. Фазовые и групповые годографы для наклонных и горизонтальных зон, образованных плоскими элементами

1 — фазовые и групповые годографы; *2* — годографы от условных осредняющих границ; *3* — элементы зон и осредняющие границы. На рисунках стрелкой обозначены области освещения зон для различных углов наклона элементов

$v_{гр} = v_{фаз} \sin \psi$, всегда будет меньше скорости в среде (рис. 4). Волновой пакет по ряду признаков соответствует волновому полю от наклонной крутопадающей границы.

Полное поле в виде волнового пакета имеет место и в случае вертикальной гетерогенной зоны с элементами, углы наклона и расстояния между которыми постепенно увеличиваются с глубиной. Однако групповые и фазовые скорости для этого случая оказываются связанными между собой более сложной зависимостью, чем в случае зон с одинаковой ориентировкой элементов.

Существенно другими свойствами характеризуются волновые поля, соответствующие диффузным вертикальным зонам. За счет избирательного освещения локальных элементов, определяемых их диаграммой рассеяния, вертикальной диффузной зоне будет соответствовать поле, имеющее квазирегулярный характер. Дан-

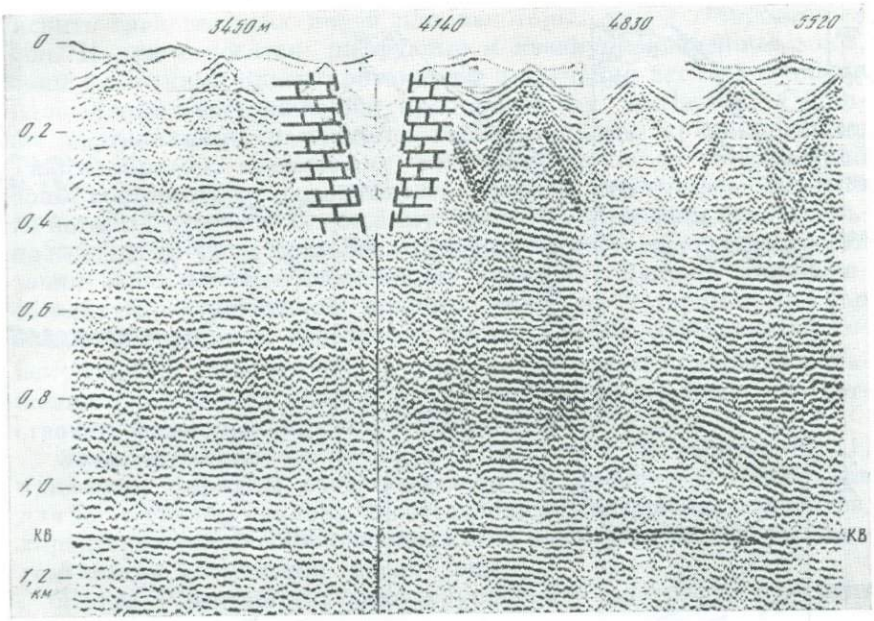


РИС. 5. Временной разрез через зону развития кимберлитовой трубки

На разрезе фиксируются области резкого затухания отраженной волны ($T_{КВ}$) от опорного отражающего горизонта и вторичное поле ($T_т$), соответствующее зоне развития трубки

ные моделирования показали, что при наличии вертикальной диффузной гетерогенной зоны, составленной из случайно распределенных элементов ($2d = \lambda$, $\varkappa = 0{,}1$), регистрируется волновое поле, которое по своей структуре является достаточно регулярным и несет на себе черты группового пакета. На записи фиксируются оси синфазности, характеризуемые закономерным изменением кажущейся скорости при удалении от зоны. Независимо от положения источника возбуждения поле вдоль линии наблюдения относительно зоны в среднем симметрично и локально асимметрично. Групповой годограф, огибающий поле фазовых годографов, характеризуется гиперболической формой и соответствует годографу дифрагированной волны, отнесенной к некоторой фиктивной точке на зоне. Примером вертикальной диффузной гетерогенной зоны может служить кимберлитовая трубка, составной частью которой являются включения, случайным образом расположенные в пределах трубки (рис. 5). На локальных элементах трубки формируется волновой пакет, который по рассмотренным признакам отвечает полю от вертикальной гетерогенной зоны.

Показанные на моделях достаточно четкие интенсивные волновые пакеты над вертикальными зонами имеют важное значение для объяснения структуры экспериментальных волновых полей

при исследовании сложных тектонических регионов. С одной стороны, имеется реальная возможность изучать субвертикальные геологические объекты (например, тектонические зоны), представляющие несомненный разведочный интерес. С другой стороны, высокая стабильность волновых пакетов вертикальных зон, создаваемых совокупностью элементов, приводит к картине простого поля, свойственного отраженной волне от резкой границы наклонного гомогенного пласта. При этом геометрические характеристики такой границы, построенной традиционными способами, будут тем сильнее отличаться от реальной гетерогенной зоны, чем больше разница между углами наклона зоны и образующих ее элементов.

На примере рассмотрения плоских наклонных гетерогенных зон можно видеть, как изменяется структура волнового поля, в зависимости от соотношения в углах наклона элементов и зоны. Для крутопадающих зон, составленных из плоских элементов, справедливо выражение

$$v_г^* = v_ф^* \cos(\varphi - \psi),$$

устанавливающее связь между групповой и фазовой скоростью в зависимости от различий в углах наклона элементов и зоны (рис. 4).

На рис. 6 изображены крутонаклонные гетерогенные зоны при небольшой разнице в углах наклона между зоной и элементами (I: $\varphi - \psi = 10°$) и при довольно значительной разнице в них (II: $\varphi - \psi = 35°$). Особенностью наблюдаемой волновой картины в первом случае (рис. 6, *б*) является квазиоднородная структура поля, высокая стабильность волнового пакета (значения $v_г$ и $v_ф$ близки), который по ряду традиционных признаков отвечает полю зеркальной волны, соответствующей некоторой фиктивной крутонаклоненной границе. Даже при незначительных различиях в углах наклона элементов и зоны скорость, вычисленная по групповому годографу волнового пакета, оказывается ниже (на 15—20%) скорости в окружающей среде.

Во втором случае (рис. 6, *в*) групповой пакет охватывает существенно более широкий диапазон во времени и распадается на серию «кулисообразно» распределенных осей синфазности, протяженность которых увеличивается в сторону источника возбуждения. Устанавливается существенная разница между значениями $v_г$ и $v_ф$, и поэтому в отличие от рассмотренного выше случая (рис. 6) вместо квазиоднородной структуры волнового поля отмечается его значительная раздробленность. По ряду признаков это поле похоже на волновое поле, соответствующее полю от серии согласно-залегающих крутопадающих отражающих границ.

В результате сравнительного анализа формы группового годографа от г о р и з о н т а л ь н о й гетерогенной зоны и фазового годографа от условной зеркальной границы, совмещенной с осевой линией той же зоны, установлена следующая их особенность. Групповые годографы независимо от угла наклона элементов

даже при больших расстояниях от источника возбуждения можно считать параллельными фазовому годографу от условной зеркальной границы. Значение времени над пунктом возбуждения для групповых годографов будет при этом возрастать с увеличением угла наклона элементов (рис. 4). При этом разность во времени между групповым и фазовым годографом определяется выражением $\Delta t_{\text{гр}} = \Delta t_0 (1/\cos \psi - 1)$.

Очевидно, что структура суммарного волнового поля, возникающего на гетерогенной зоне, будет определяться степенью упорядоченности распределения локальных элементов, положением источника возбуждения и диаграммой рассеивания элементов.

Несмотря на симметричность группового годографа относительно источника возбуждения освещаемая часть зоны будет смещена в сторону локальных элементов на расстояние $x = H \operatorname{tg} \psi$ от источника. И в этом случае можно ожидать асимметрию во внутренней структуре волнового поля. Поясним это на примере. На рис. 7 приведена структура волнового поля, сформированного на отрезке горизонтальной зоны, составленной из наклонных элементов ($2d = \lambda$), с углами наклона $\psi = 30°$ при расстоянии между ними $l = 1{,}5\lambda$. Зона расположена на глубине 6λ. При возбуждении из источника на точке $x = 50$ см со стороны «восстания» элементов на записи фиксируются два четких волновых пакета, соответствующие полю продольной и обменной рассеянных волн. На встречной системе при возбуждении из точки $x = 150$ см наблюдается только отдельные разрозненные фазы, отвечающие полю обменных волн. Наблюдаемая асимметрия в структуре волнового поля определена диаграммой рассеивания элементов. Действительно, как можно видеть на приведенном примере, для всех рассматриваемых элементов максимумы диаграммы рассеивания, соответствующие выходу лучей отраженных волн от середины каждого элемента, будут направлены в сторону области регистрации только при облучении зоны из пункта $x = 50$ см.

Обратимся к рассмотрению волнового поля, сформированного на криволинейной гетерогенной зоне, составленной из непрерывно переходящих друг в друга среднемасштабных криволинейных элементов (рис. 8). Так же как и в предыдущих случаях, будем считать, что полное поле представляет собой суперпозицию полей, рассеянных на элементах. Локальному криволинейному элементу соответствует фазовый годограф, который с достаточной степенью приближения совпадает с годографом квазидифрагированной волны от некоторого фиктивного узла дифракции, отнесенного к области каустики локального поля [19]. Таким образом, фазовым годографам отраженных волн соответствует в разрезе совокупность квазидифрагирующих точек, размещенных вдоль гетерогенной зоны в соответствии с положением криволинейных элементов и формой огибающей поверхности зоны. Эта особенность определяет структуру волнового поля от зоны с криволинейными элементами.

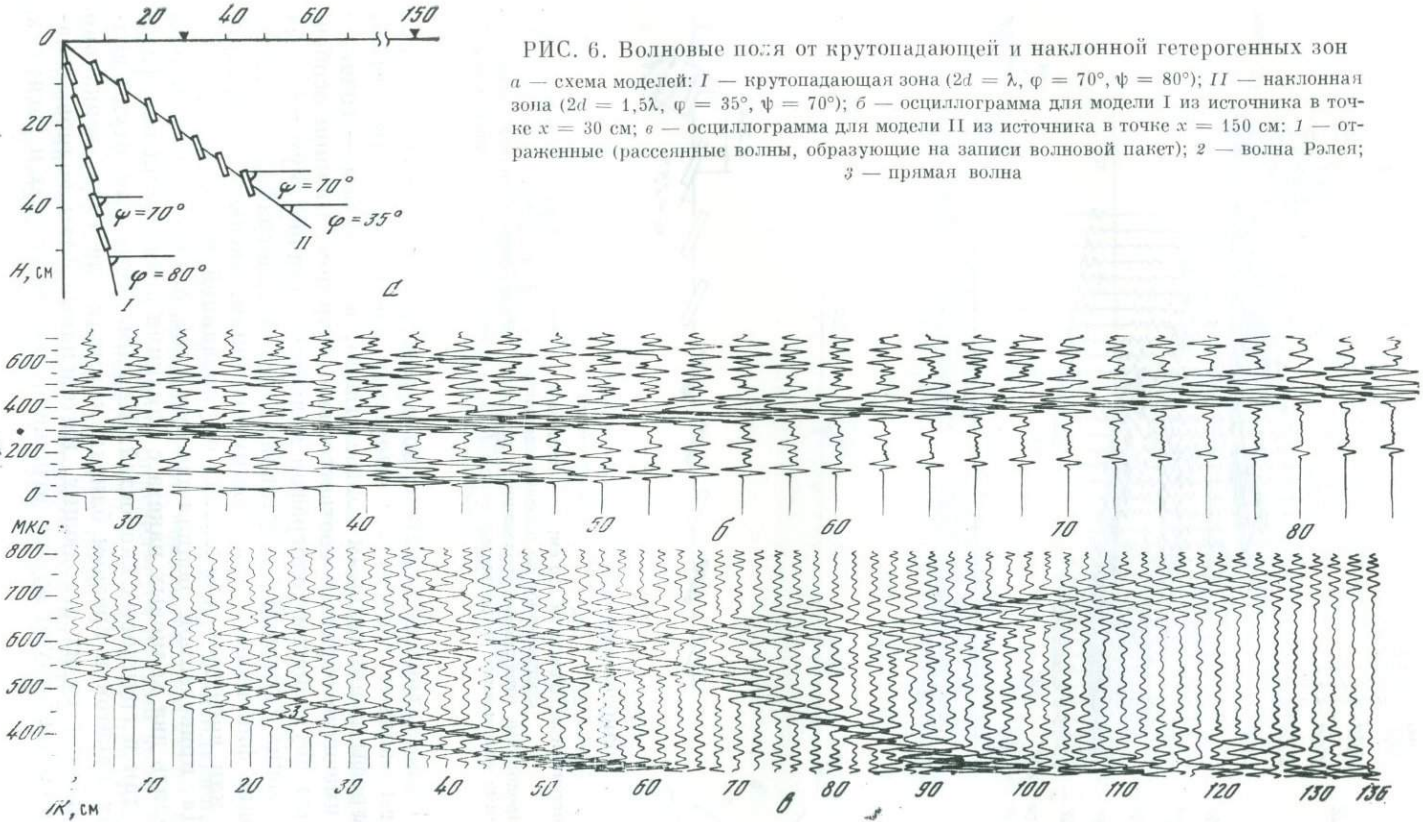


РИС. 6. Волновые поля от крутопадающей и наклонной гетерогенных зон

а — схема моделей: *I* — крутопадающая зона ($2d = \lambda$, $\varphi = 70°$, $\psi = 80°$); *II* — наклонная зона ($2d = 1{,}5\lambda$, $\varphi = 35°$, $\psi = 70°$); *б* — осциллограмма для модели I из источника в точке $x = 30$ см; *в* — осциллограмма для модели II из источника в точке $x = 150$ см: *1* — отраженные (рассеянные волны, образующие на записи волновой пакет); *2* — волна Рэлея; *3* — прямая волна

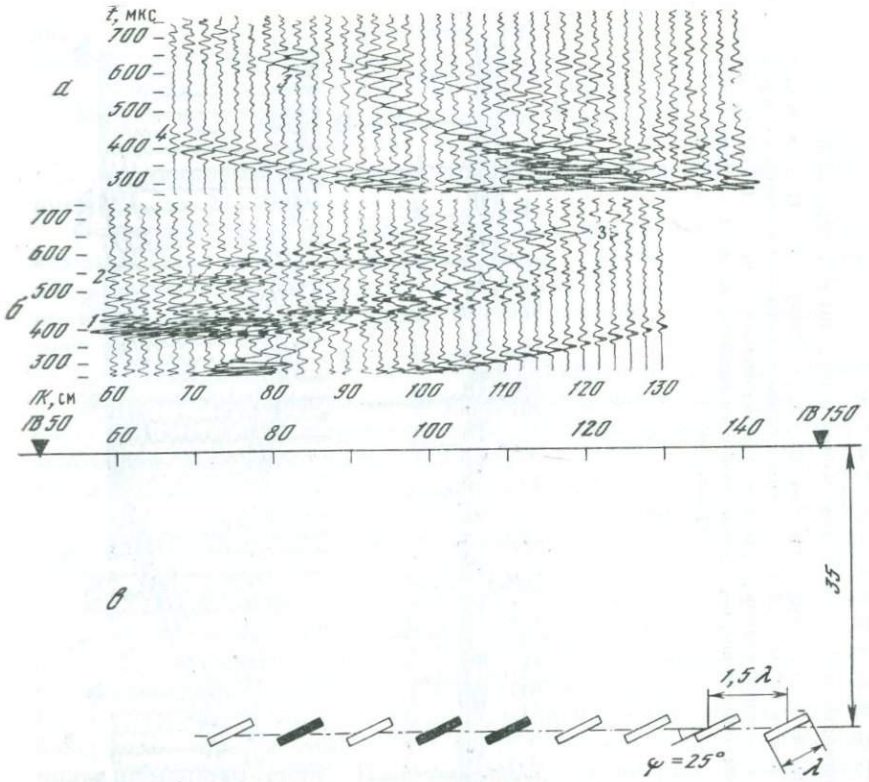


РИС. 7. Волновое поле для горизонтальной зоны, составленной из плоских элементов

а — источник в точке $x = 150$ см; *б* — источник в точке $x = 50$ см; *в* — модель зоны, составленной из плоских элементов ($2d = \lambda$, $\psi = 60°$).

1 — продольные отраженные (рассеянные) волны PP, образующие волновой пакет; *2* — обменные отраженные (рассеянные) волны *P*; *3* — волна Рэлея; *4* — прямая волна *P*

В рассматриваемом случае поле годографов состоит из двух систем фазовых годографов: выпуклым элементам соответствуют годографы с нормальным соответствием, а вогнутым — годографы, имеющие обратное соответствие с разрезом. Важной особенностью двух систем годографов является наличие двух плавных огибающих, которые представляют собой годографы, соответствующие фиктивным отражающим границам, касающихся выпуклых или вогнутых элементов гофрированной зоны.

На приведенной осциллограмме (рис. 8, *б*) условно можно выделить два волновых пакета с близкими значениями как фазовых, так и групповых скоростей. Максимальные амплитуды волновых пакетов в среднем близки к амплитуде волн, зеркально отраженных от их огибающих. Интенсивные фазы волновых пакетов соответствуют лучам, отраженным от выпуклых и вогнутых

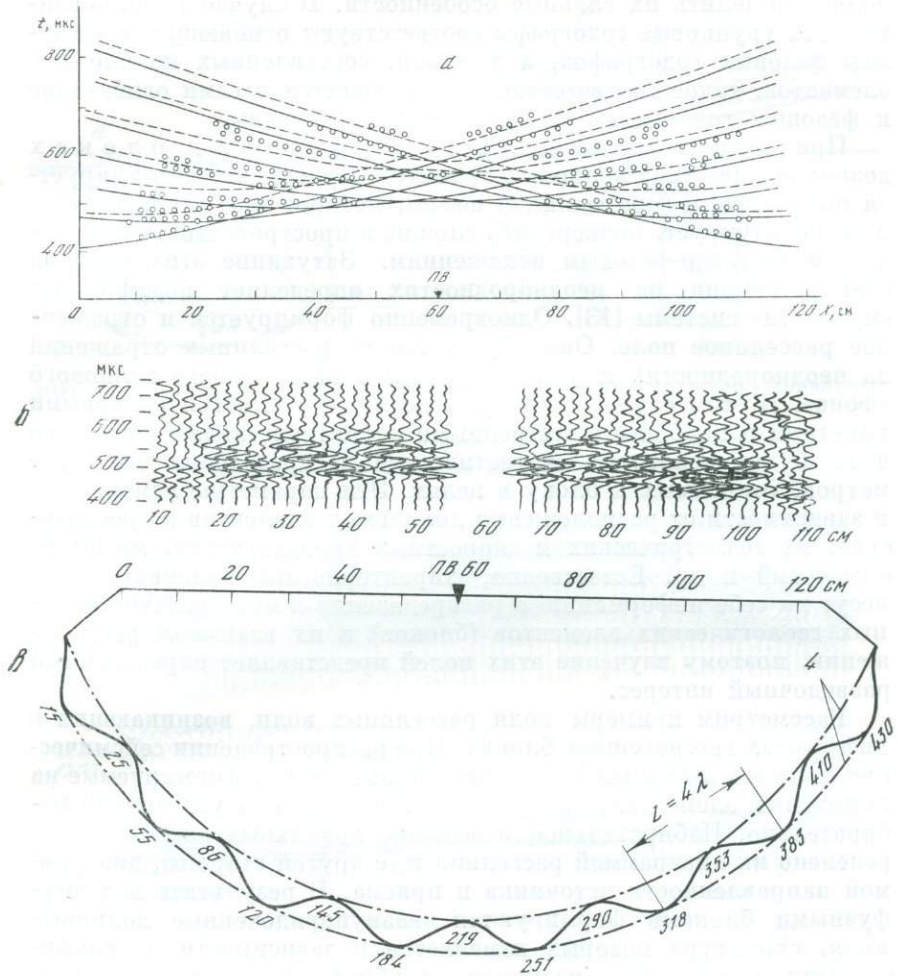


РИС. 8. Волновое поле от гетерогенной зоны, составленной из криволинейных элементов

а — годографы отраженных волн; *б* — осциллограмма, полученная из источника в точке $x = 60$ см; *в* — схема модели.

Экспериментальные годографы, соответствующие выпуклым элементам зоны (кружки); то же, теоретические годографы (сплошная кривая); годографы от условных огибающих границ (пунктир); условные гладкие огибающие границы (штрихпунктир)

элементов зоны. Сопоставление рассчитанных и наблюденных фазовых годографов показывает, что локальная структура волновых пакетов в высокой степени определяется полями волн, рассеянных на отдельных элементах, что соответствует предложенному механизму образования полного поля.

Сравнение волновых полей, формируемых на гетерогенных зонах, составленных из плоских и криволинейных элементов, поз-

воляет выделить их главные особенности. В случае гофрированных зон групповые годографы соответствуют огибающим к системам фазовых годографов, а для зон, составленных из плоских элементов, такое соответствие не наблюдается и сами огибающие к фазовым годографам не могут быть построены.

При распространении волн в гетерогенных блоках возникают два типа волновых эффектов. Прежде всего формируется поле прямой (проходящей) волны, которое при распространении флюктуирует, подвергаясь сложным пространственно-временным и частотно-фазовым искажениям. Затухание этих волн за счет рассеяния на неоднородностях определяет коэффициент «мутности» системы [13]. Одновременно формируется и отраженное рассеянное поле. Оно образуется из рассеянных отражений на неоднородностях и регистрируется в виде некоего волнового «фона». В этом случае поля уже не могут считаться волновыми пакетами и наиболее естественными характеристиками волнового фона будут некоторые статистические распределения его параметров, относимых к блоку в целом. Эти параметры изменяются в зависимости от расположения локальных элементов в пространстве, их геометрических и скоростных характеристик, масштаба измерений и др. Естественно, характеристики волнового поля несут на себе информацию о распределении в пространстве крупных геологических элементов (блоков) и их взаимном расположении, поэтому изучение этих полей представляет определенный разведочный интерес.

Рассмотрим примеры поля рассеянных волн, возникающих в диффузных гетерогенных блоках. При распространении сейсмических волн в диффузных блоках рассеянные волны, формируемые на локальных элементах, воспроизводятся приемной установкой избирательно. Избирательное освещение локальных элементов определено их диаграммой рассеяния и, с другой стороны, диаграммой направленности источника и приема. В результате над диффузными блоками формируются квазиупорядоченные волновые поля, структура которых изменяется в зависимости от конфигурации блока, его размеров, глубины залегания, а также положения приемной установки относительно боковых контактов блока.

При погружении поверхности диффузного блока на глубину H_0 усиливается эффект регуляризации волнового поля в рассматриваемом диапазоне времени $\Delta t = 2\Delta H/v$, где ΔH — условный диапазон глубин, отсчитываемый от поверхности блока. В этом случае фазовым годографам будут соответствовать локальные элементы, освещаемые в секторе углов наклона, ограниченного диапазоном $\pm\psi_{\text{пред}} = \arccos H_0/\Delta H$ (рис. 9).

С увеличением глубины погружения диффузного блока для фиксированного значения Δt в поле фазовых годографов будут преобладать высокие значения кажущейся скорости. На экспериментальных осциллограммах физического моделирования (рис. 10) диффузному гетерогенному блоку, погруженному на некоторую

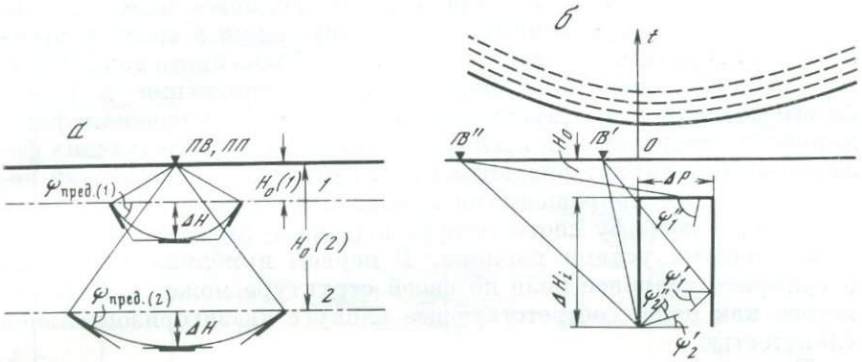
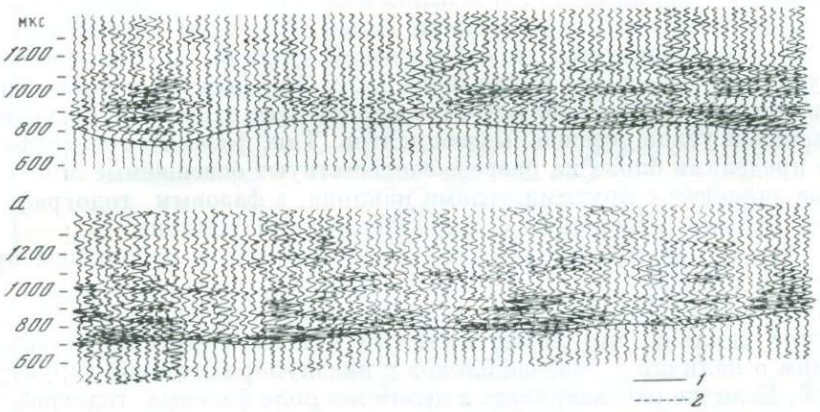


РИС. 9. Схематическое изображение секторов углов освещения локальных элементов

а — поверхность блока погружена на глубины *1* и *2*; *б* — поле годографов при удалении источников возбуждения от бокового контакта блока



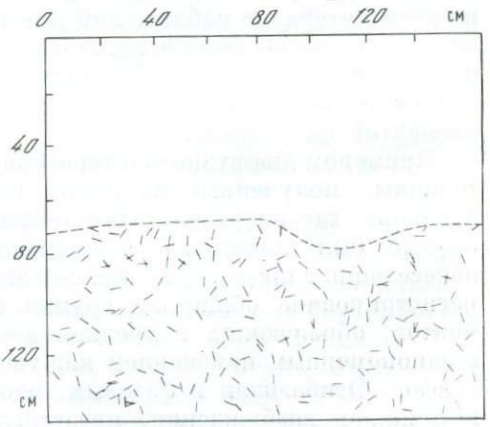


РИС. 10. Пример записи квазирегулярного волнового поля (*а*), зарегистрированного над моделью диффузного гетерогенного блока (*б*), погруженного на глубину $H = 15\lambda$ (осциллограммы соответствуют различным участкам наблюдения)

1 — линия, ограничивающая вступление отраженных (рассеянных) волн; *2* — условная поверхность блока

глубину, соответствует квазирегулярное волновое поле с достаточно четкими вступлениями, соответствующими в среднем кровле блока. В кинематике волнового поля, наблюденного над блоком, находят отражение даже незначительные изменения в рельефе его поверхности. Другая особенность поля заключена в регулярности распределения осей синфазности в его последующих фазах, которые характеризуются приблизительно одинаковыми незначительными приращениями времени. Каждому выделенному фазовому годографу соответствует в разрезе локальный элемент с небольшими углами наклона. В первом приближении квазирегулярное волновое поле по своей структуре может рассматриваться как поле, соответствующее блоку с квазигоризонтальной слоистостью.

При пересечении вертикального диффузного блока, ограниченного относительно небольшими горизонтальными размерами, геометрически возможно освещение локальных элементов в широком диапазоне их углов наклона. В этом случае будут освещены как горизонтальные элементы, так и элементы, характеризуемые различными знаками наклона. В целом поле фазовых годографов симметрично относительно середины блока, при этом огибающая к полю характеризуется гиперболической формой. В соответствии с условием освещения диффузного блока фазовым годографам для каждого интервала наблюдений соответствует относительно узкий диапазон углов освещаемых элементов. Так, фазовым годографам за пределами блока на разрезе соответствуют освещаемые локальные элементы с крутыми углами наклона, а фазовым годографам над блоком — элементы с пологими углами наклона.

Таким образом, если наблюдения ограничить небольшим отрезком профиля по отношению к глубине и размерам блока, то такой системе будет отвечать узкополосный спектр в пространстве углов наклона, что может привести к искаженным представлениям о наличии в разрезе блоков с квазиупорядоченной структурой. Если же рассматривать в целом все поле фазовых годографов на всем интервале наблюдений при пересечении блока и сопоставить его с положением освещаемых элементов на разрезе, то можно отметить важную особенность: достаточно регулярному по структуре полю соответствует случайная ориентация локальных элементов на разрезе.

Примером диффузного гетерогенного блока могут служить материалы, полученные на одном из региональных пересечений в районе, где по результатам геофизической съемки на глубине 5—6 км было локализовано интрузивное тело. На региональном пересечении в широком временном диапазоне ($t = 2{,}0 \div 4{,}0$ с) зарегистрирована обширная группа интенсивных волновых элементов, образующих в среднем достаточно регулярную запись с закономерным изменением кажущейся скорости фазовых годографов. Огибающая к фазовым годографам, отвечающая разным источникам возбуждения, представляет собой групповой годограф, форма которого близка к форме годографа дифрагированной

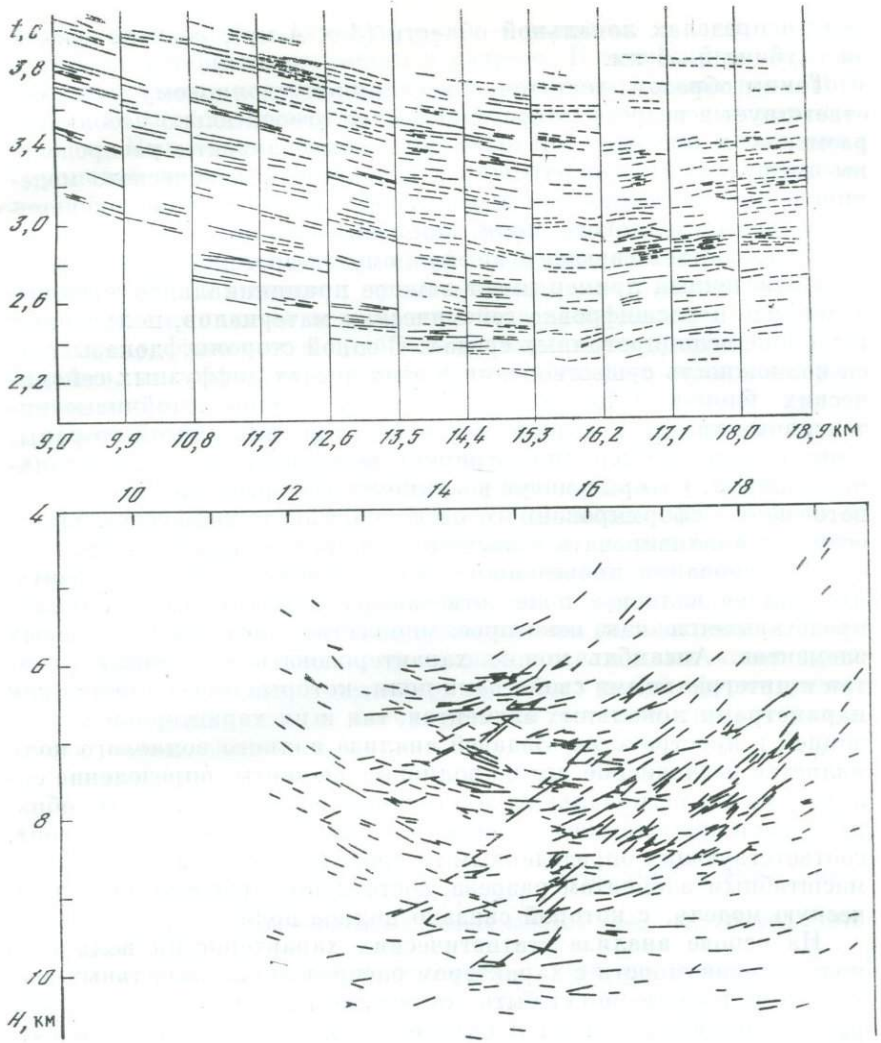


РИС. 11. Поле годографов (*а*) и соответствующее распределение отражающих площадок на разрезе по профилю через интрузивный массив (*б*)

волны с минимумом на времени $t_0 = 3{,}0$ с в интервале пикетов 15—16 км. Выделенная группа колебаний устойчиво прослежена на протяжении 20 км по профилю (рис. 11, *а*). Пространственными наблюдениями установлена симметричная форма поверхностного группового годографа относительно его минимума.

На сейсмический разрез (рис. 11, *б*) вынесены отражающие площадки, рассчитанные для всех выделенных осей синфазности группового поля. Отражающие площадки на разрезе распределены случайным образом и в целом образуют нерегулярную кар-

тину в пределах локальной области (3 × 4 км), расположенной на глубине 5—6 км.

Таким образом, достаточно регулярному волновому полю соответствует в разрезе гетерогенный блок относительно небольших размеров, в пределах которого локальные элементы распределены диффузно. Если обратиться к результатам физического моделирования, то можно отметить качественное совпадение экспериментального волнового поля, наблюдаемого в реальной среде, с полем, соответствующим диффузному гетерогенному блоку.

Приведенный пример имеет важное принципиальное значение в анализе и расшифровке сейсмических материалов, полученных в сложнодислоцированных средах. С одной стороны, доказывается возможность существования в этих средах диффузных сейсмических блоков, с которыми могут быть связаны устойчивые интенсивные квазирегулярные волновые поля, и, с другой стороны, приведенный пример иллюстрирует те возможные принципиальные ошибки, которые могут возникнуть при расшифровке волнового поля, сформированного на гетерогенном диффузном блоке, если его анализировать с позиции традиционных подходов.

На основании проведенного рассмотрения можно заключить, что полное волновое поле, отвечающее гетерогенным системам, представляется как некоторое множество ансамблей волновых элементов. Ансамбль можно характеризовать как локальными, так и интегральными свойствами поля, которые определяются как параметрами локальных элементов, так и их характерной композицией в пространстве. Задачей анализа полного волнового поля является расчленение его на волновые элементы, определение его локальных и региональных детерминированных компонент, обнаружение и корреляция реперных (в групповом смысле) компонент, соответствующих определенным гетерогенным системам и крупномасштабным элементам разреза, составление прогноза на сейсмическую модель, с которой связано полное поле.

На основе анализа статистических характеристик волнового поля в совокупности с характером распределения локальных элементов на разрезе могут быть установлены и локализованы в разрезе гетерогенные блоки и определен тип сейсмической модели, к которой они относятся. Анализ волнового поля следует проводить в широком диапазоне частот. Если гетерогенным блокам отвечает не одна гетерогенная система (например, имеет место сочетание системы наложенных складок с системой направленной трещиноватости пород), то путем частотного анализа в отдельных случаях возможно разделение волнового поля на составляющие, отвечающие «наложенным» гетерогенным системам, различаемым между собой своей внутренней структурой. Очевидно, что для полного анализа волнового поля необходимо использовать системы наблюдений, которым отвечал бы широкополосный трехмерный пространственный анализ спектров Фурье по углам наклонов элементов. Эти системы должны пересекать блоки в различных направлениях.

Наибольшей геологической содержательностью обладают ре-

перные компоненты волнового поля — волновые пакеты, соответствующие гетерогенным зонам в разрезе. В этом случае задачей анализа полного волнового поля является обнаружение волнового пакета на записи, исследование его фазовых и групповых характеристик. Выделение волновых пакетов основано на процедурах групповой корреляции волн, впервые предложенной и реализованной в работах Г. А. Гамбурцева, П. С. Вейцман [4, 3] и развитые И. П. Косминской [12] при прослеживании сейсмических волн в ГСЗ. В последующем процесс групповой корреляции был формализован и выполнен путем машинных алгоритмов [7]. Анализ волновых пакетов ведется на основе исследования соотношений между фазовыми и групповыми характеристиками волновых пакетов, что позволит определить тип изучаемой зоны и направление интерпретации волнового поля.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают все многообразие и сложность волновых полей, которые могут возникать в гетерогенных системах, соответствующих разнообразным геологическим структурам. Нами были рассмотрены волновые поля только от одиночных гетерогенных зон в однородной среде и не исследовались их взаимодействия при сложном сочетании зон, а также учет влияния неоднородностей вмещающей среды на их прохождение. Эти вопросы нами будут специально рассмотрены. Однако даже приведенные идеализированные модели дают ясное представление о необычной структуре волновых полей, формируемых на гетерогенных зонах, интерпретация которых требует разработки новых подходов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белозеров А. А., Берденникова Н. И.* и др. Метод эффективной сейсмической модели. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 206 с.
2. *Берзон И. С.* Сейсморазведка тонкослоистых сред. М.: Наука, 1976. 224 с.
3. *Вейцман П. С.* Корреляция сейсмических волн при глубинном сейсмическом зондировании земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 12, с. 1438—1452.
4. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 273—356.
5. *Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат, 1959. 378 с.
6. *Караев Н. А.* Модели гетерогенных зон и формируемые ими волновые поля.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1982, вып. 22.
7. *Караев Н. А.* и др. О применении преобразования Гильберта для групповой корреляции сейсмических волн.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970, вып. 10, с. 121—128.
8. *Караев Н. А.* Сейсмические модели сложнодислоцированных сред в рудных районах.— Методы развед. геофизики, 1978, с. 5—16.
9. *Караев Н. А.* и др. Теоретико-модельные исследования полей волн, отразившихся от гофрированных криволинейных границ.—В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1968, вып. 9, с. 184—213.

10. *Караев Н. А.* и др. Теоретико-модельные исследования волновых полей образующихся в гетерогенных системах.— В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1977, вып. 11, с. 1—35.
11. *Караев Н. А.* и др. Теоретико-модельные исследования полей волн, образующихся на структурах разрыва.— В кн.: Сейсмические волновые поля в зонах разломов. М.: Наука, 1978, с. 60—73.
12. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 225 с.
13. *Николаев А. В* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1972. 174 с.
14. *Петкевич Г. И.* Информативность акустических характеристик неоднородных геологических пород. Киев: Наук. думка, 1973. 214 с.
15. *Рабинович Г. Я.* О применении акустического каротажа в рудных районах.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Л.: Недра, 1969, вып. 9, с. 94—103.
16. *Рац М. В.* Неоднородности горных пород и их физические свойства. М.: Наука, 1968. 107 с.
17. *Ризниченко Ю. В.* Геометрическая сейсмика слоистых сред.— Тр. ИТГ АН СССР, 1946, т. 2, с. 186.
18. *Рябинкин Л. А.* О дифрагированных волнах, выделяемых методом РНП.— Тр. МИНХ и ГП, 1960, вып. 26.
19. *Цепелев Н. В.* и др. Рассеяние на криволинейной площадке волны с фронтом произвольной формы.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1976, вып. 12, с. 5—10.

•

УДК 550.834.32

П. С. Вейцман, И. П. Косминская

ИСТОКИ И РАЗВИТИЕ МЕТОДА ГСЗ

Первые профили по методу ГСЗ — глубинного сейсмического зондирования земной коры — были сделаны Г. А. Гамбурцевым и руководимым им коллективом более 30 лет тому назад.

Идея создания метода изучения больших глубин Земли на основании опыта сейсморазведки появилась у его автора еще в 30-х годах, в период становления советской геофизики. Первые эксперименты в этом направлении были поставлены Институтом теоретической геофизики в 1939 г. под Серпуховом. Их главной методической задачей было повышение глубинности сейсмических исследований. Район работ был выбран по рекомендации академика А. Д. Архангельского, которого интересовал вопрос о глубине залегания фундамента в Подмосковной синеклизе.

Для увеличения глубинности исследования было необходимо повысить эффективную чувствительность регистрирующей аппаратуры. Для этого Г. А. Гамбурцев специально разработал новые ее узлы с обесшумленными усилителями, выбрал оптимальный диапазон частот и предложил методику полевого эксперимента, обеспечивающую идентичность регистрирующих каналов и повторяемость условий возбуждения взрывных сигналов.

Учитывая опыт работ в сейсморазведке отраженными волнами, Г. А. Гамбурцев начал глубинные исследования с регистрации от-

раженных волн с большими временами прихода. Задача эта была им блестяще решена. Несмотря на ограниченные в то время технические возможности, удалось реализовать огромное усиление сигналов (до 10^6 раз) и получить хорошо читаемые записи на профиле длиной более 10 км с длительностью записи более 1 мин. Для однократных отражений это соответствовало бы глубинам около 200 км. Напомним, что в сейсморазведке в то время регистрировались отражения на временах не более 3—5 с, а глубинность достигала 2—3 км.

В новую глубинную модификацию сейсмических исследований Г. А. Гамбурцев перенес из сейсморазведки и главный принцип выделения волн на фоне помех — корреляционное прослеживание квазисинусоидальных волн, близких по временам прихода на соседних каналах записи, по форме колебаний и относительной интенсивности. Это позволяло выделять устойчивые регулярные волны на фоне нерегулярных помех. Григорий Александрович говорил, что таким образом прослеживается «жизнь» регулярных волн. Фазовая корреляция волн требовала непрерывного профилирования, т. е. такой расстановки приборов, при которой расстояния между ними не превышали половины длины волны для преобладающих частот на записи.

Принципы корреляции впоследствии были развиты Г. А. Гамбурцевым и его учениками для разнообразных систем наблюдений как отраженных, так и преломленных волн. Были введены новые понятия волновой и групповой корреляции, полных и неполных систем линейных и площадных наблюдений, которые и сейчас широко используются в сейсморазведке и сейсмологии.

На базе этих разработок в 40-х годах Г. А. Гамбурцевым и его учениками были созданы новые методы: корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) и метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Под ГСЗ Г. А. Гамбурцев понимал [7] сейсмические исследования глубинных недр Земли при помощи разных типов волн, возбуждаемых сравнительно небольшими взрывами — искусственными землетрясениями — и регистрируемых корреляционными системами профилей при достаточно больших удалениях.

В начале казалось наиболее простым использовать для изучения больших глубин отраженные волны. Однако уже при интерпретации первых записей 1939 г. возникли трудности в выделении среди большого количества регулярных волн однократно отраженных, особенно в условиях платформы, где на жестком кристаллическом фундаменте залегает более низкоскоростной осадочный чехол, который мог играть роль волновода, и в нем в принципе могли возникать интенсивные многократные волны с большими временами прихода.

Забегая вперед, отметим, что с современных позиций это предположение нельзя считать бесспорным, так как эксперименты показали, что глубокие отражения бывают достаточно интенсивны и теоретически рассчитанные значения амплитуд многократных

волн в осадочном чехле часто намного меньше, чем амплитуд однократных волн от глубинных отражающих границ.

Такие расчеты делались и авторами этих уникальных опытов, однако сомнения в выделении однократно отраженных волн были еще усугублены данными Боенской скважины в Москве, которая вскрыла фундамент на глубине 1,7 км, в то время как по данным Г. А. Гамбурцева под Серпуховом глубина фундамента оценивалась около 4 км. К сожалению, уникальные записи 1939 г. не сохранились и вопрос о многократности отраженных волн в этом районе остается открытым.

Учитывая возникшие сомнения, Г. А. Гамбурцев решил для большей достоверности перейти на регистрацию преломленных волн, по которым определяется не только глубина залегания границ, но и скорость распространения волн под границей. Для этого было необходимо увеличить глубинность метода преломленных волн, увеличивая дальность регистрации хорошо коррелируемых волн. В 1940 г. в районе Ковров — Судогда были поставлены специальные работы, которые показали возможность прослеживания преломленных волн до 40 км от пункта взрыва при небольших зарядах. Рекордной тогда оказалась сейсмограмма, полученная на расстоянии 32 км от пункта взрыва при взрыве заряда 5 кг ВВ. Это была практически первая систематическая работа по развитию и применению корреляционного метода преломленных волн. Далее планировались работы по увеличению расстояний взрыв — прибор, необходимых при использовании КМПВ для изучения коры и мантии и усовершенствования метода МОВ для комплексного использования их при глубинном сейсмическом зондировании.

Война прервала исследования в области ГСЗ, и лаборатория Г. А. Гамбурцева занялась разработкой метода КМПВ, который получил за военные годы существенное развитие в связи с поисками нефтеносных структур в Ишимбайском районе и на Апшеронском полуострове.

Первые профили ГСЗ. Исследования по развитию метода ГСЗ возобновились в конце 40-х годов в связи с новой проблемой прогноза землетрясений после Ашхабадской трагедии 1948 г. Г. А. Гамбурцев считал, что первым шагом при решении этой проблемы должно быть изучение строения среды и ее физических параметров в сейсмогенных слоях коры сейсмоактивных зон для сопоставления их с данными о спокойных районах. Поэтому он начал свои новые опыты по ГСЗ в Северном Тянь-Шане, где соседствуют сейсмоактивные и относительно спокойные в сейсмическом отношении области. Первые работы на профиле Иссык-Куль — Балхаш показали возможность получать при небольших взрывах в воде (сотни килограмм) записи (рис. 1) на больших удалениях (до 500 км), что обеспечивало глубинность до 50—60 км. Кажущиеся скорости на удалениях 250—500 км достигали 8 км/с, т. е. соответствовали сейсмологическим данным для верхов мантии.

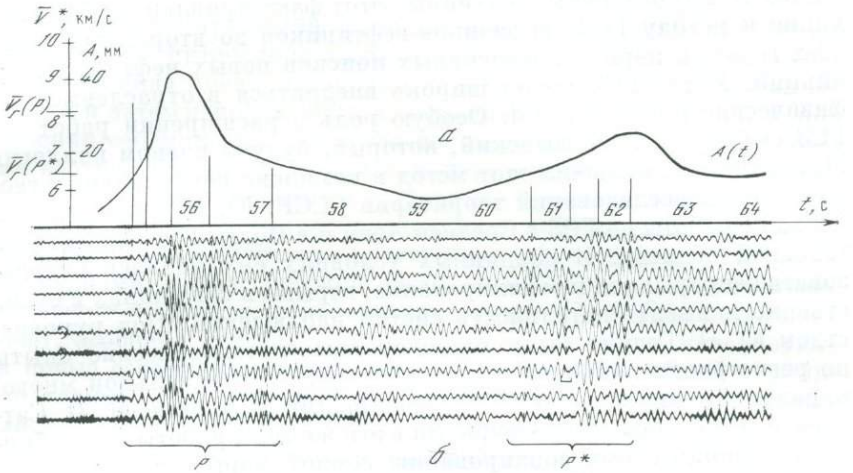


РИС. 1. Амплитудная кривая (*а*) и сейсмограмма (*б*), полученные на профиле Иссык-Куль—Балхаш, пункт взрыва — Иссык-Куль, расстояние 366—366,9 км, заряд 300 кг

Максимумы на амплитудной кривой соответствуют основным группам волн P и P^*; кажущиеся скорости волн P — 7,9 км/с, волн P^*— 6,2—6,5 км/с, частоты 13 и 10 Гц соответственно

Горный рельеф, материальные и технические трудности не позволили осуществить в те годы непрерывные наблюдения на профиле. Поэтому было применено так называемое кусочно-непрерывное профилирование с непрерывными наблюдениями на небольших (10—20 км) участках профиля, на которых уверенно осуществлялась фазовая корреляция волн. Эксперимент по систематической регистрации глубинных волн на больших удалениях предварялся решением ряда вопросов по условиям установки, частотному диапазону и т. д. и был поставлен настолько продуманно и целесообразно, что разработанная в 1950—1951 гг. методика и техника ГСЗ затем успешно была применена в экспедициях ИФЗ в Туркмении (1952 г.) и на высокогорном Памире (1955 г.).

В 1953 г. впервые в СССР [1] на одном из профилей Иссык-Куль — Балхаш была получена система встречных годографов с корреляционной увязкой мантийных волн. В этой же экспедиции были повторены опыты по регистрации докритических отражений вблизи оз. Иссык-Куль и была проведена первая площадная съемка в предгорьях Киргизского Алатау для выявления и трассирования глубинного разлома [7].

Развитие работ по ГСЗ на территории СССР. Работы 1952 г. в Туркмении, проведенные совместно с разведочными нефтяными организациями, обнаружили в Закаспийской впадине глубокие

[1] Вероятно, это была и первая в мире встречная система длинных годографов, рассчитанная на изучение границы М на континенте. На океане работы по изучению границы М начались в 1948 г. М. Юингом (США).

(более 15 км) осадочные бассейны. Этот факт привлек особое внимание к методу ГСЗ геофизиков-нефтяников во второй половине 50-х годов, в период интенсивных поисков новых нефтяных провинций. Метод ГСЗ начал широко внедряться в отраслевые геофизические институты [8]. Особую роль в расширении работ по ГСЗ сыграл В. В. Федынский, который, будучи членом коллегии Мингео СССР, включил этот метод в комплекс региональных геофизических исследований территории СССР. Ю. Н. Годин провел большие работы по ГСЗ в Средней Азии и в Волго-Уральской нефтеносной области. В равнинных условиях ему удалось использовать непрерывное профилирование, взрывы в скважинах и существенно повысить детальность систем наблюдений. Под руководством Ю. Н. Година были возобновлены систематические опыты по регистрации докритических отражений со специальной многоканальной аппаратурой МОВ с большими группами. К. И. Сатпаев и Д. Н. Казанли развернули в эти же годы работы по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в металлогенических провинциях Казахстана [9].

В 1956 г. в связи с подготовкой Международного геофизического года в ИФЗ началась разработка морской модификации ГСЗ [1, 16]. Идея исследования переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану была высказана еще Г. А. Гамбурцевым. Первые опыты морских исследований были поставлены уже без него на Каспийском море. Благодаря усилиям многих организаций была разработана техника наземно-морских наблюдений и изучена глубинная структура центральной части Каспийского моря. Эти работы явились основой для постановки крупнейших по масштабу наблюдений в Охотском море и в прилегающих к Курильской дуге и Камчатке частях Тихого океана в период 1957—1964 гг. [16].

Работы по изучению строения коры разных районов СССР методом ГСЗ в 60-е годы приобрели такой широкий размах, что задачи сейсмологии, для которых в первую очередь и развивал этот метод Г. А. Гамбурцев, незаслуженно отодвинулись на второй план и возобновляются только сейчас.

В 60-е и 70-е годы главным становится постановка ГСЗ в разных его модификациях для целей тектонического районирования территории СССР и развития теоретических проблем геологии. Эти работы проводились силами союзных и республиканских научных и производственных геофизических учреждений.

Результаты исследований этих лет изложены в многочисленных статьях и монографиях [2, 4, 6].

Модификации ГСЗ. Параллельно с решением геолого-геофизических задач шло и усовершенствование метода, повышалась его детальность и глубинность. Создавались новые модификации ГСЗ, интенсивно развивалась теория. Современный метод ГСЗ — это уже целый комплекс сейсмических исследований, проводимых с целью изучения не только земной коры, но и всей литосферы и астеносферы и более глубоких частей верхней мантии конти-

нентов и океанов. В этом комплексе используются волны, возбуждаемые контролируемыми источниками, пока преимущественно взрывами, но интенсивно внедряется система вибросейс на суше и разного вида пневмоисточники на море. На записях ГСЗ выделяются и затем используются для анализа волновых полей и построения сейсмических разрезов волны многих типов: преломленные и отраженные, продольные, поперечные и обменные. В зависимости от решаемых задач и требований к детальности их результатов применяются разнообразные виды наблюдений. Профилирование с непрерывными, кусочно-непрерывными и точечными установками, с классической системой прострелки обеспечивает получение встречных и нагоняющих годографов. Для детальных работ, особенно при изучении верхних частей коры, используются новые сейсморазведочные системы МОВ—ОГТ (общей глубинной точки). Для рекогносцировочных работ в труднодоступных районах разработана облегченная система дифференциальных зондирований, использующая элементарную сейсмическую пару источник — многоканальный приемник и особые типы временных полей. Для исследований строения верхней мантии ведутся наблюдения больших взрывов на длинных (несколько тысяч километров) профилях.

Кратко остановимся на особенностях разных методик [13, 17].

Профильные наблюдения — наиболее распространены в вариантах непрерывного (на равнинах), кусочно-непрерывного (в горных районах) и точечного (на морях) профилирования. В любом случае на профиле получают системы встречных и нагоняющих годографов. Для коры используются системы с длиной годографов около 300 км и расстояниями между пунктами взрыва 30—50 км. Это обычно обеспечивает корреляционное прослеживание волн, связанных с основными границами раздела: поверхностью и подошвой земной коры.

Регистрация больших промышленных взрывов также проводится при профильных наблюдениях, но на ней мы остановимся особо.

Наблюдения МОВ — используются при детальном изучении верхней части разреза до глубин 15—20 км с длиной годографов около 100 км с более высокочастотной аппаратурой, чем при регистрации преломленных волн и закритических отражений, и с большими группами сейсмографов. Систематические работы МОВ проводятся на Балтийском щите с конца 50-х годов и с 60-х годов на Украине, Урале и в Казахстане.

В конце 70-х годов все большее распространение получают наблюдения МОВ—ОГТ с глубиной исследования до 30—40 км с применением взрывов (Украина, Венгрия, ФРГ) и вибраторов (США).

Наблюдения больших взрывов на длинных профилях. Первые опыты в этом направлении были предприняты под руководством Е. А. Коридалина еще в 1937 г. В 70-х годах работы на длинных профилях приобрели широкий размах благодаря созданию специ-

альной аппаратуры и способов возбуждения. Главной особенностью этих работ являются системы, обеспечивающие получение длинных (несколько тысяч километров) годографов, что дает возможность исследовать глубины до 400—600 км. Точечное профилирование с расстоянием между приборами 10—20 км и трехкомпонентная регистрация дают возможность надежно выделять первые и последующие (отраженные) волны P, S и PS, что дает дополнительную информацию о внутренней структуре разреза коры и мантии, их анизотропии, добротности и т. д.

Дифференциальные зондирования (ДЗ [15]). Специальная методика зондирования была разработана в 50-х годах для труднодоступных районов Сибири и Дальнего Востока. Для наблюдения опорных волн выбираются оптимальные расстояния, при которых затем проводится регистрация системой источник—приемная установка. Приемная установка многоканальная, и это обеспечивает корреляционное выделение регулярных волн по фазам и определение их кажущихся скоростей. Зондирования можно располагать вдоль дорог и по площади. Теория интерпретации базируется на использовании специальных временных полей, позволяющих определять глубины опорных границ и граничные, а также средние скорости в среде. По данным ДЗ построены карты поверхности фундамента и границы М для многих районов Западной и Восточной Сибири.

Морской вариант ГСЗ [16]. Морские условия накладывают особую специфику на процесс сейсмического эксперимента. До недавнего времени применялись слабо дрейфующие принимающие станции и передвижные пункты взрыва. Трудности гидрографии и техники регистрации вынуждали использовать точечное профилирование. Внедрение донных станций, спутниковой навигации и многоканальных приемников существенно расширило возможности морских сейсмических наблюдений. Сейчас на море используются практически все наземные варианты профилирования с регистрацией отраженных и преломленных продольных и обменных волн.

Морская методика МОВ—ОГТ в практически разведочном варианте дает возможность получать разрезы коры до границы М в условиях океанических плато. Профилирование с регистрацией сейсмических сигналов от пневмоисточников при помощи радиобуев обеспечивает детальное изучение строения второго и третьего слоев океанической коры. Для более глубинных исследований коры и верхов мантии обычно получают более длинные точечные годографы до 150—200 км с небольшими взрывами (сотни килограмм). Для изучения литосферы и астеносферы на океане уже пройдено несколько длинных профилей (несколько сот километров).

Интенсивно внедряется методика синхронных работ на двух кораблях, соответствующая принципу дифференциальных зондирований. Она обычно рассчитана на изучение отражений от границы М и промежуточных границ в коре при оптимальных критических удалениях.

В СССР для целей ГСЗ используются практически все виды морских наблюдений, однако их объем и технический уровень пока еще далеко не соответствуют принципиальным возможностям метода.

ПРОГРЕСС В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Во времена Г. А. Гамбурцева была принята модель двуслойной гранитно-базальтовой коры, созданная сейсмологами на основе анализа волн от недалеких землетрясений.

Первые опыты по ГСЗ с встречными системами наблюдений подтвердили общие черты модели. Главные группы волн первых и последующих имели скорости, близкие к скоростям волн сейсмологии $\bar{P}$, P^* и P^M, выделяемым на региональных годографах для Средней Азии. Однако области их регистрации не совсем совпадали. Так, на Памире было показано, что волны $\bar{P}$ на удалениях более 200 км практически затухают и их нельзя проследить в последующей части записи. Волны P^M образуют серию фаз и могут затухать с удалением. При неучете этого явления на записях удаленных друг от друга станций может обнаруживаться различие в скоростях, определенных по записям взрывов и землетрясений. Причем благодаря более высокочастотным записям ГСЗ кажущиеся скорости по ним всегда выше, чем на записях сейсмологических станций.

Обнаружилось также, что при записях землетрясений в Казахстане времена прихода на одних и тех же эпицентральных расстояниях меньше (с учетом глубины очага), чем по данным ГСЗ, что наводило на мысль о том, что при слабых взрывах вступления первых волн не регистрируются. В районах Тянь-Шаня, Туркмении и Памира обнаружилась интересная закономерность изменения амплитуд волн P^M — на критических расстояниях они имели максимум. Все эти проблемы привлекли внимание теоретиков к вопросам кинематики и динамики распространения волн. В то время не было еще численного решения динамических задач даже для весьма простых моделей сред.

Разработка в 50-х годах динамической теории распространения упругих волн школой Г. И. Петрашеня существенно изменила представление о динамических соотношениях для главных типов волн: головных, рефрагированных и отраженных в толстослоистых однородно- и неоднороднослоистых средах. Расчеты показали, что наиболее интенсивными, даже при нерезких границах раздела, являются закритические отраженные волны. В градиентных средах сравнимы с ними по амплитудам рефрагированные волны, а собственно головные волны даже при резких границах весьма слабые, в условиях земной коры примерно на порядок слабее отраженных волн.

Сравнение теории с экспериментом подтвердило вывод о доминирующем характере закритических отражений на записях.

Однако достаточно много усилий пришлось затратить экспериментаторам для обнаружения признаков рефракции первых волн. Оказалось, что для глубинных волн она настолько мала, что при наличии вдоль профиля латеральных неоднородностей среды при недостаточно плотных системах наблюдений ее очень трудно обнаружить. Все же явления рефракции удалось надежно установить по нагоняющим годографам с большим перекрытием для первых волн, распространяющихся в верхах (первые 10—15 км) коры, а затем на длинных профилях и для мантийных волн.

Волны P^*, относимые обычно к преломленным волнам от так называемой границы Конрада, при более подробном анализе в большинстве районов оказались закритическими отражениями от границы М. Также преимущественно отраженными, причем докритическими, при фазовой корреляции на непрерывных профилях оказались и последующие волны, которые при групповой корреляции интерпретировались как преломленные, поэтому скорости для них соответственно были завышены [17]. Подробный анализ соотношения между первыми преломленными волнами и закритическими отраженными позволил выявить в коре слои с пониженными скоростями, предсказанными еще в 40-х годах Б. Гутенбергом. Дальнейшие детальные работы на многочисленных профилях ГСЗ, пересекающих разные геоструктуры, показали, что скорости в коре возрастают с глубиной по достаточно сложным законам, однако особенности скоростных разрезов, выражающие расслоение коры по вертикали, на некоторые достаточно выдержанные по площади скоростные этажи обычно мало варьируют в пределах крупных блоков. Таким образом в конце 60-х годов была установлена не только сложная вертикальная, но и латеральная блоковая неоднородность коры.

В эти годы в сейсморазведке под руководством И. С. Берзон были предприняты обширные исследования по изучению распространения разных типов волн в тонкослоистых реальных средах. Результаты сейсморазведки удалось использовать и для анализа данных ГСЗ. Изучение спектральных характеристик волн, отраженных от границы М и уже наблюдаемых в то время во многих районах в докритической, околокритической и закритической областях, позволило в совокупности с данными преломленных волн показать, что во многих случаях граница кора—мантия представлена волновыми полями, характерными для сложного, незакономерно изменяющегося вдоль профиля переслаивания тонких слоев с относительно повышенными и пониженными скоростями [3, 10].

Работы последних лет по МОВ—ОГТ убедительно продемонстрировали на временных разрезах сложное штриховое строение не только границы М, но и других промежуточных границ в коре. При этом, кроме квазигоризонтальных границ такого рода, в верхней части коры до глубин 15—20 км были протрассированы круто наклоненные границы, соответствующие как петрографическим различиям пород, наблюдаемым и на поверхности, так и разного

рода нарушениям [14]. Все эти данные привели к тому, что вместо примитивной модели двуслойной гранитно-базальтовой коры в 60—70-е годы сформировалось понятие об обобщенной сложной блоково-градиентно-слоистой модели коры и верхов мантии с их вертикальными и латеральными скоростными неоднородностями разного масштаба, природа которых связана со сложной структурой геологических тел, претерпевших механические и геохимические преобразования в процессе геологической эволюции [17].

Типы коры. Поверхность Земли разделена прежде всего на континенты и океаны, и кора в самом грубом приближении различна для них как по толщине, так и по составу. Таким образом, в первом приближении земную кору можно разделить на два типа. В пределах континентального и океанического типов коры можно выделить ряд подтипов, которые будут различаться по морфологии сейсмических границ, толщине коры и ее внутреннему строению.

Между континентами и океанами имеются обширные зоны, которые отражают переходные субокеаническую и субконтинентальную стадии формирования коры.

Заметим, что самая большая глубина залегания поверхности М (около 70—80 км) отмечена пока под самыми высокими горами и самая малая (около 10 км) — под океаническим плато.

По-видимому, имеющаяся в настоящее время типизация коры будет уточняться будущими исследованиями с учетом ряда неоднородностей как в коре, так и в верхах мантии. Уже во многих районах при работах по ГСЗ на длинных профилях обнаружена явная расслоенность верхов мантии по скоростям [17]. Так, на глубинах до 100 км в верхах мантии выявлены слои с очень большими скоростями, соответствующими по существующим представлениям глубинам 400 км и более. Слои эти сравнительно тонкие (20—30 км) и расположены в разрезе, обладающем в среднем более низкими скоростями. Этим, очевидно, можно объяснить тот факт, что их влияние не проявляется на более низкочастотных сейсмологических записях. В верхах мантии на этих же глубинах выделены слои и с относительно пониженными скоростями. Как те, так и другие имеют ограниченные области распространения по латерали. Каждая из этих областей не может быть отнесена к глобальным, а лишь к региональным характеристикам самой верхней подкоровой части мантии.

Весьма неясным остается до сих пор вопрос о Гутенберговской астеносфере, т. е. области, где соотношение давление — температура (PT-условия) для стандартной геофизической модели Земли таковы, что скорость благодаря разогреву не возрастает с глубиной, а остается постоянной или даже уменьшается.

Судя по предварительным данным, полученным по длинным профилям на территории СССР и в других районах земного шара, область пониженной скорости не имеет глобального распространения, т. е. ее свойства сильно изменчивы как для разных крупных геоструктур, так и внутри самих структур. Очевидно поэтому только в тех районах, где в разрезе астеносферной зоны преобла-

дают слои с относительно пониженными скоростями, мы можем средствами ГСЗ уверенно выявить «сейсмическую» астеносферу. В случае же более слабого влияния этих слоев на среднюю скорость в зоне, например при слабых положительных или практически нулевых градиентах скорости, обнаружение ее затруднено и требует очень детальной системы профилей для получения годографов мантийных отраженных и преломленных волн.

Весьма вероятно, что для этой цели, как было показано в работе [5], большую точность и надежность данных о сейсмической астеносфере можно получить методом ее просвечивания волнами от удаленных землетрясений с помощью площадных наблюдений сетью станций или больших групп сейсмоприемников. В 50-х годах такая методика была предложена Г. А. Гамбурцевым для аналогичных целей — выявления низкоскоростной нефтеносной бавлинской свиты в Волго-Уральской области. Он предлагал использовать в качестве источников проходящих волн удаленные взрывы [7]. В заключение представляет интерес привести сравнение разрезов, построенных в 50-е годы под руководством Г. А. Гамбурцева, с разрезами ГСЗ 70-х годов на профилях, расположенных в тех же районах, но со значительно более полными системами наблюдений.

На рис. 2 мы видим достаточно хорошее совпадение основных черт рельефа границы М и промежуточной границы К. Граница К с граничной скоростью 6,4 км/с была построена по волнам P^*, которые относились тогда к преломленным волнам. Совпадение ее со скоростными уровнями 6,2—6,4 км/с указывает на то, что годографы закритических отражений от М, как это и следует из теории, несут информацию о скоростях над границей и при хорошем подборе скоростей, используя метод полей времен, можно получить вариант разреза, кинематически совпадающий с вариантом, построенным при другом предположении о природе волн: волны P^* являются закритическими отражениями от М. При наличии в коре даже слабой промежуточной границы I рода волны P^* можно также рассматривать как сложную группу, образованную наложением волн, закритически отраженных от границы М и преломленных на границе К; их годографы асимптотически сближаются при удалении от пункта взрыва.

На рис. 2, *а* приведен разрез Г. А. Гамбурцева, построенный при комплексном использовании данных ГСЗ и гравиметрии. Теоретические основы этого метода изложены в статье В. Н. Страхова (см. наст. сб.). Как видно на рис. 2, *а*, анализ гравиметрического поля позволил продлить сейсмические границы на юго-запад и на северо-восток.

Сравнение разрезов на рис. 3 (Памиро-Алайская зона) также указывает на их подобие. Однако здесь границу К, при построении которой граничная скорость была задана равной 6,4 км/с, не удается сравнить с каким-либо скоростным уровнем. По положению на разрезе эта граница совпадает с семейством достаточно устойчивых отражающих площадок. При этом пластовая скорость меж-

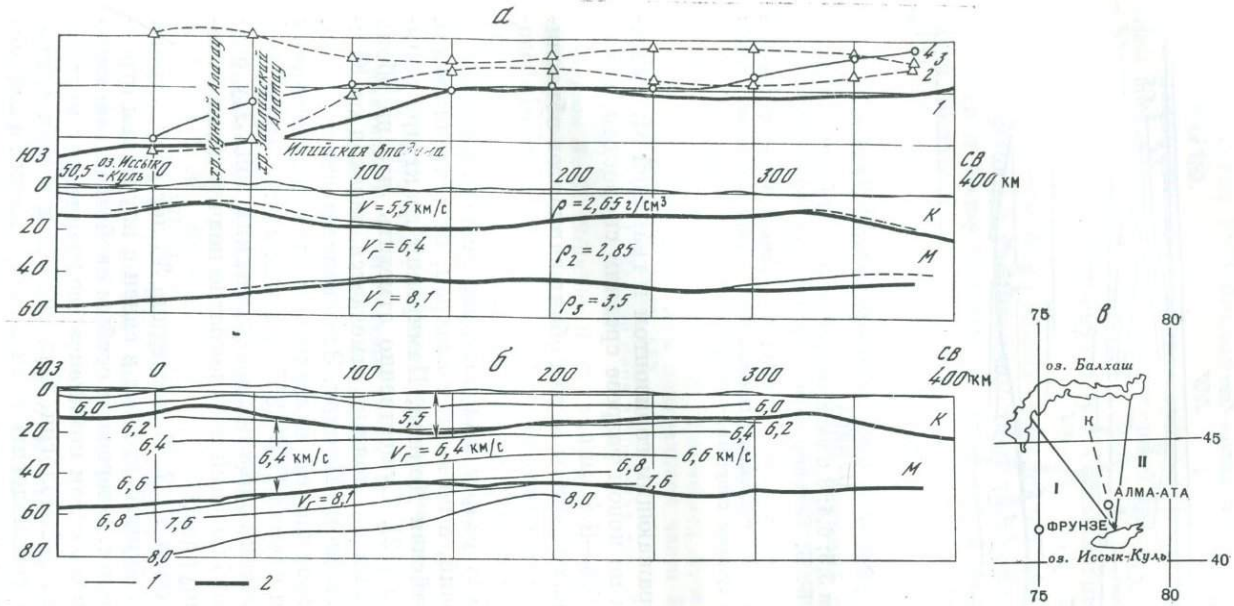


РИС. 2. Сравнение разрезов для Северного Тянь-Шаня

а — разрез по встречным системам годографов ГСЗ, полученным по профилю Иссык-Куль—Балхаш в 1949—1953 гг. (профиль *II* на рис. 2, *в*) и по данным гравиметрии [1] (скорости и плотности указаны на разрезе. Над разрезом приведены гравитационные кривые аномалий Буге): *1* — наблюденная; *2*, *3* — кривые для границ К и М; *4* — кривая, вычисленная для всего разреза ГСЗ;

б — границы К и М с рис. 2, *а* и изолинии скоростей по данным В. Н. Шацилова, полученные на Каскеленском профиле [11]. $v_г$ — граничная скорость. Между стрелками — пластовая скорость, принятая при построении границ методом полей времен на рис. 2, *а* (*1* — изолинии скоростей по системе годографов на профиле К; *2* — границы К и М);

в — схема расположения профилей (*I* и *II* — профили Г. А. Гамбурцева, К — Каскеленский профиль)

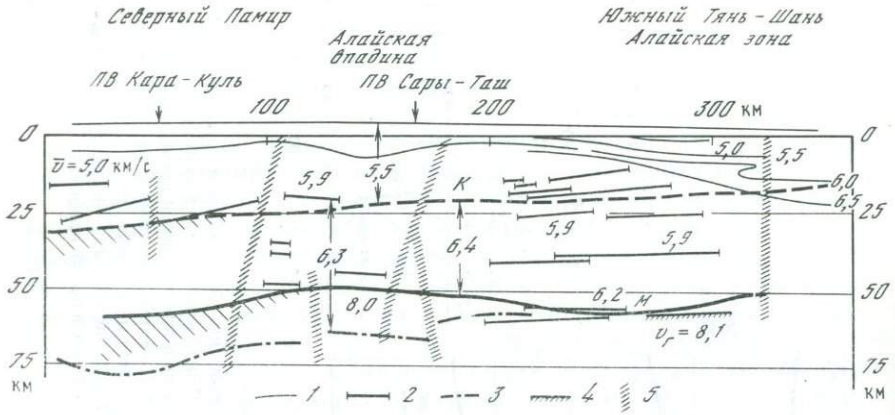


РИС. 3. Сравнение разрезов ГСЗ для Западного Тянь-Шаня и Северного Памира

Границы К, М и скорости 5,5; 6,4; 8,0 км/с по работам 1955 г. [2] (основной разрез по данным Б. Б. Тальвирского и др. [11, рис. 62, с. 124])

1 — изолинии скоростей; *2* — отражающие площадки; *3* — граница М по проходящим волнам от землетрясений; *4* — преломляющая граница М; *5* — зоны нарушений (цифры над границей — средние скорости, под границей — граничные)

ду этим условным отражающим горизонтом и границей М, вычисленная по указанным на новом разрезе средним скоростям, также оказалась близка к 6,3—6,4 км/с.

Различие в глубинах границы М для обоих вариантов объясняется, очевидно, как неточным подбором скоростей на старых разрезах, так и тем, что эти разрезы географически не совсем совпадают, так как в 1955 г. разрез был построен непосредственно не по профилю наблюдений, а по картам изохрон, составленным для креста профилей: Алайская Долина, Памирский тракт при взрывах в оз. Кабуд-Хауз [12]. Существенно отметить, что на обоих разрезах в районе Алайской долины отмечается переход от Южного Тянь-Шаня к Северному Памиру. Это свидетельствует о том, насколько богата информацией оказалась даже несовершенная по системе площадная съемка ГСЗ 1955 г. и как важно применять такие съемки при изучении сложных орогенических зон. Эту особенность площадных наблюдений неоднократно подчеркивал в своих работах Г. А. Гамбурцев.

Перспективы развития ГСЗ. В последние 30 лет структурная геофизика переживает бурный расцвет в связи с изучением строения всей планеты в целом. Благодаря особым свойствам сейсмический полей главную роль среди комплекса геофизических методов завоевала структурная сейсмология. Она включает в себя сейчас два главных раздела: сейсмологию волн землетрясений и сейсмологию контролируемых источников. К последней принадлежит сейсморазведка и ГСЗ. Между этими модификациями, как уже указывалось, существует тесная связь в методике постановки экспе-

римента, теории и практике интерпретации. По объекту исследования и физическим подходам к свойствам изучаемой среды и глубинности метод ГСЗ близок к методам сейсмологии волн землетрясений [11].

В дальнейшем, очевидно, прогресс ГСЗ будет связан со слиянием всех модификаций структурной сейсмологии в единый комплекс исследований, который совместно с очаговой сейсмологией и создает ту экспериментальную сейсмологию, о которой мечтал Г. А. Гамбурцев.

Что касается ближайших перспектив развития метода ГСЗ, то они связаны с увеличением диапазона частот, повышением глубинности и более полным извлечением информации из волновых полей, включая их детерминированные и случайные компоненты.

В области расширения геофизических задач, решаемых ГСЗ, значительный прогресс ожидается от комплексирования сейсмических и других геофизических данных с геологией и геохимией и особенно с результатами бурения системы сверхглубоких скважин в консолидированной коре, планируемых на 1980—1990 гг. на территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аксенович Г. И., Арэнов П. Е., Гагельганц А. А.* и др. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М. Изд-во АН СССР, 1962. 152 с.
2. *Беляевский А. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
3. *Берзон И. С., Вейцман П. С., Капустян Н. К.* Опыт построения тонкослоистой модели границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 25—36.
4. *Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
5. *Винник Л. П.* Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.
6. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 208 с.
7. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
8. Глубинное сейсмическое зондирование на территории СССР.— В кн.: Тр. I совещ. по ГСЗ. М.: Гостоптехиздат, 1962. 495 с.
9. Глубинное сейсмическое зондирование.— В кн.: Материалы II Всесоюз. совещ. по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. Алма-Ата: Наука, 1973. 234 с.
10. *Давыдова Н. И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.
11. *Зверев С. М., Косминская И. П.* Метод ГСЗ — прогресс и перспективы.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 10, с. 89—94.
12. *Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В.* Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 10, с. 1162—1180.
13. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования. М.: Наука, 1968. 225 с.
14. *Литвиненко И. В., Кокорина П. К.* Строение земной коры Печенгского района.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения волн. Л.: Наука, 1968, вып. 9, с. 23—26.
15. *Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск; Наука, 1975. 157 с.

16. Строение земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану/Под ред. Е. И. Гальперина, И. П. Косминской М.: Изд-во АН СССР, 1964. 308 с.
17. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
18. Тектоносфера Земли/Под ред. В. В. Белоусова. М.: Наука, 1976. 531 с.

УДК 551.241

О. Г. Сорохтин

СТРОЕНИЕ АКТИВНЫХ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОТ ОКЕАНОВ К КОНТИНЕНТАМ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Крупный и фундаментальный вклад Г. А. Гамбурцева в дело изучения строения континентальной земной коры и верхней мантии общеизвестен. Менее известно, что в последние годы жизни Г. А. Гамбурцева заинтересовали проблемы строения океанической земной коры и коры в активных переходных зонах от океанов к континентам. Об этом он неоднократно говорил и в частных беседах со своими коллегами, и в докладах. Так, в 1952 г. в одном из докладов, посвященном перспективам развития сейсмических методов зондирования земной коры, он отмечал, что уже в то время появилась «возможность разрешения ряда других крупных проблем геофизики, имеющих существенное значение для познания истории развития Земли. К ним, например, относятся вопросы о различии в строении земной коры под океанами и материками, о строении коры в переходных зонах, об особенностях ее строения в горных районах, в районах вулканической деятельности и др.» [8, с. 353].

В 50-е годы Г. А. Гамбурцев собирался провести специальные крупные геолого-геофизические исследования земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, но преждевременная смерть Г. А. Гамбурцева в 1955 г. не позволила ему возглавить эти работы, они были проведены без его участия.

В результате проведения таких исследований в Охотском море, на Курильской островной дуге и в прилегающих к ним акваториях Тихого океана были получены уникальные и исключительно ценные материалы [7]. Эти данные в сочетании с аналогичными материалами по строению других островных дуг и сейсмологической информацией о существовании под такими дугами наклонных сверхглубоких зон высокой сейсмической активности позволили выяснить природу активных переходных зон от океанов к континентам. Но произошло это значительно позже — лишь после проведения широких геолого-геофизических исследований строения океани-

ческого дна, о чем также мечтал Г. А. Гамбурцев, и после появления новых конструктивных идей теории тектоники литосферных плит, которые в те времена еще не были окончательно сформулированы.

Основные положения теории тектоники литосферных плит опубликованы в ряде работ [14, 9]. Согласно этой теории жесткая оболочка Земли — ее литосфера разбита на ряд плит, перемещающихся по поверхности Земли под влиянием конвективных течений в мантии. Границы плит четко отмечаются узкими зонами повышенной сейсмичности. В тех местах, где плиты расходятся, образуется новая литосфера с океанической корой на поверхности и возникают срединно-океанические хребты с рифтовыми зонами по их гребням (в молодых океанах, окруженных пассивными окраинами континентов, срединно-океанические хребты всегда занимают строго медианное положение по отношению к континентальным склонам). В тех местах, где плиты сходятся и надвигаются друг на друга, возникают сопряженные структуры глубоководных желобов с островными дугами или активными окраинами континентов Андийского типа. В этих же зонах формируется континентальная кора.

Как видно, основы теории тектоники литосферных плит совершенно естественны и предельно просты. В настоящее время новая теория полностью согласована с законами физики. В современной обзорной и специальной геологической литературе приводятся многочисленные примеры соответствия новой теории геологическим и геофизическим данным. Имеется сейчас и множество примеров прогноза тех геологических явлений, о существовании которых до этого геологи даже и не подозревали [9]. Несостоятельной оказалась и ее критика, построенная, как правило, на недоразумениях или на простом незнании новой теории. Это позволяет нам рассмотреть строение переходных зон именно с позиций этой современной геологической теории.

РАЗВИТИЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Теория тектоники литосферных плит очень молода и окончательно была сформулирована только в конце 60-х годов [35—37, 42—45, 47, 48, 50, 53], хотя главные идеи новой теории были высказаны еще в прошлом веке (в 1889 г.) талантливым английским физиком Осмондом Фишером в его незаслуженно забытой книге «Физика земной коры» [38].

Создавая свою концепцию мобилизма, О. Фишер исходит из факта одновременного существования на Земле структур сжатия и растяжения. К первым структурам он отнес Тихоокеанский подвижный пояс повышенной сейсмичности, а ко вторым — структуры растяжения в Исландии и других подобных регионах, в которых сейчас происходят обильные базальтовые излияния. Кроме того, в качестве геодинамической модели развития земной коры он

принял закономерности движения лавовых корок, образующихся при остывании магмы в лавовом озере Килауэа на Гавайских островах. В результате О. Фишер пришел к совершенно правильным выводам: 1) базальтовая кора океанов образуется за счет излияния базальтов из трещин в зонах растяжения, таких, например, как Исландия и осевое «плато» Атлантического океана (т. е. Срединно-Атлантический хребет); 2) по крайней мере по периферии Тихого океана должны были существовать зоны сжатия, вдоль которых океанское дно опускается под островные дуги и континентальные окраины. Этот-то поддвиг океанской коры под континентальную и приводит к возникновению землетрясений вдоль Тихоокеанского подвижного кольца; 3) движущим механизмом являются конвективные потоки подкоровых магм.

Просто поразительно, как за 70—80 лет до появления основополагающих работ по тектонике литосферных плит была нарисована столь близкая к современной геодинамическая модель развития геологических процессов на Земле. Однако идеи О. Фишера не были оценены современниками и оказались надолго забытыми, а современную геологическую теорию пришлось создавать независимо и заново. Лишь в 1972 г. о работе О. Фишера упоминает Мак-Кензи [46], и только в 1976 г. ее основные положения были изложены в широкой печати [24]. Таким образом, О. Фишер был первым ученым, предположившим, что под активными зонами перехода от океанов к континентам происходит сжатие и океанская кора пододвигается под островные дуги и континентальные окраины Андийского типа.

С разработкой в 1912 г. А. Вегенером [4] знаменитой гипотезы дрейфа континентов представления о природе островодужных структур изменились на прямо противоположные. Объяснялось это ошибочным предположением А. Вегенера о том, что дрейф континентов вызывается лунно-солнечными приливами, заставлявшими материки перемещаться с востока на запад по вязкому субстрату симы (мантии). По этой гипотезе, в частности, все островные дуги западного и северо-западного обрамления Тихого океана образовались за счет их отрыва и отставания от Азиатского континента и Австралии при их дрейфе на запад, т. е. за счет растяжения и новообразования в тылу дуг молодых участков океанического дна. Эти взгляды оказались очень живучими и дожили даже до наших дней, особенно в представлениях о природе окраинных морей и междуговых бассейнов.

Представления о сжатии океанического дна и островных дуг вновь возродились лишь примерно через 50 лет после проведения Ф. Венинг-Мейнесом [5] измерений гравитационного поля над глубоководными желобами и островными дугами. Оказалось, что приостровным склонам глубоководных желобов и самим желобам соответствуют глубокие отрицательные аномалии силы тяжести, достигающие в редукции Фая —200 мГал, тогда как над самими островными дугами в большинстве случаев наблюдаются положительные аномалии с амплитудой до 100—150 мГал.

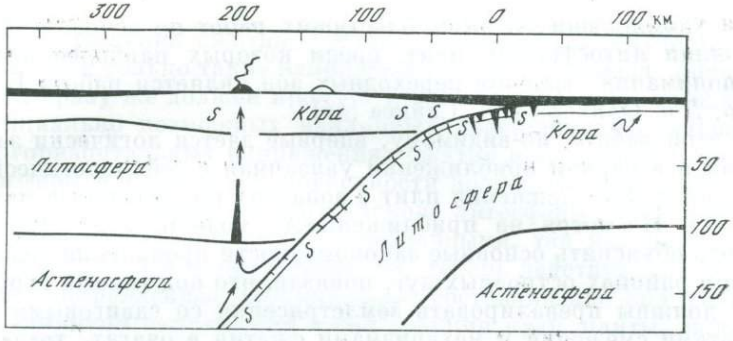


РИС. 1. Вертикальный разрез через островную дугу по [44]
S — участки повышенной сейсмической активности

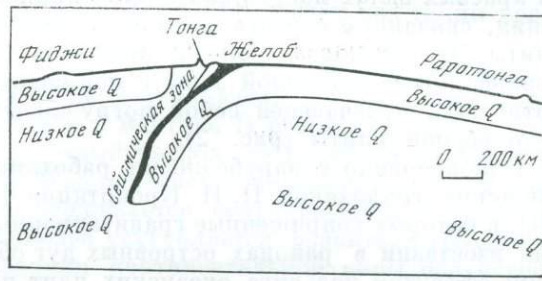


РИС. 2. Схематический разрез литосферной оболочки через острова Фиджи, Тонга и Раротонга, показывающий расположение зон высокой и низкой сейсмической добротности Q [48]

Следующий шаг в изучении активных переходных зон от океанов к континентам был сделан японским сейсмологом К. Вадати, установившим наличие глубинной сейсмофокальной поверхности, падающей от океана под островные дуги [51], и американским сейсмологом Х. Беньофом, исследовавшим эти зоны более подробно и показавшим, что по ним происходит надвиг континентальных блоков коры и верхней мантии на океанические блоки [34]. Примерно в те же годы А. Н. Заварицкий [11] отметил генетическую связь андезитового вулканизма с выявленными К. Вадати глубинными наклонными сейсмическими зонами, связав воедино тем самым процесс формирования континентальной коры с тектоническими движениями. Учитывая эту взаимосвязь и вклад ученых в изучение глубинной сейсмоактивной зоны, обычно именуемой зоной Беньофа, справедливо было бы называть ее зоной Вадати — Заварицкого — Беньофа или сокращенно зоной ВЗБ.

Дальнейший прогресс в изучении рассматриваемых зон был достигнут в 1961—1962 гг. после появления основополагающих работ Г. Хесса [43] и Р. Дитца [36]. Сформулированная ими гипотеза расширения океанов, по существу, возрождала старые (и прочно забытые к этому времени) идеи О. Фишера, но на этот раз они подкреплялись большим объемом фактических данных по строению океанического дна и главными из них были геолого-геофизические данные о его сравнительной молодости. Новые идеи быстро стимулировали дальнейшее развитие исследований в океанах и на континентах. В результате за короткое время появляется целая

серия упоминавшихся выше блестящих работ по основам теории тектоники литосферных плит, среди которых наиболее важной для понимания строения переходных зон является работа Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса [44].

В этой работе, по-видимому, впервые дается логически законченная и в первом приближении увязанная с сейсмологическими данными модель движения плит в зонах их погружения в мантию (рис. 1). Несмотря на приближенность модели, с ее помощью удалось объяснить основные закономерности проявления сейсмичности в районах островных дуг, показав, что под такими структурами должны превалировать землетрясения со сдвиговыми компонентами смещений и механизмами сжатия в очагах, тогда как на краевых валах могут происходить приповерхностные землетрясения, связанные с растяжениями за счет изгиба пододвигаемой плиты. Эта же модель хорошо объясняла существование под островной дугой наклонной зоны с повышенной сейсмической добротностью, отмечающей собой погружающуюся в мантию ветвь литосферной плиты (рис. 2).

Одновременно с зарубежными работами появляются работы советских геофизиков П. Н. Кропоткина [13] и С. А. Ушакова [31], в которых сопряженные гравитационные аномалии и нарушения изостазии в районах островных дуг объясняются динамическим эффектом подвига океанских плит под эти структуры.

СТРОЕНИЕ ЗОН ПОДДВИГА ПЛИТ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДАННЫМ

После проведения широких геолого-геофизических исследований в океанах, выяснения основных закономерностей движения плит с нахождением полюсов их вращения и построения палеомагнитных реконструкций, можно считать доказанным перемещение по земной поверхности отдельных литосферных плит в виде жестких тел, испытывающих деформацию только в узких зонах сжатия по краям плит [42, 45, 47, 53]. Этот очень важный вывод ограничивает выбор реологических моделей литосферных плит и не позволяет, например, считать литосферу вязкой жидкостью. Отмеченной кинематике движения литосферных плит ближе всего соответствуют модели тел упруго- и жесткопластичного. Выбор той или иной из этих моделей зависит от природы рассматриваемых тектонических процессов. Однако всегда необходимо учитывать, что литосферные плиты характеризуются конечным пределом текучести τ_S, и пока механические напряжения меньше этого предела, плиты остаются упругими или (в первом приближении) жесткими телами. Хрупкие или пластические деформации развиваются в таких телах только после превышения механическими напряжениями предела текучести.

Именно упругопластичными свойствами вещества литосферы объясняется асимметричное строение зон поддвига плит. Действительно, такие зоны возникают только в тех районах, где домини-

руют напряжения сжатия, достигающие предела текучести литосферы. Как только такие напряжения превысят предел прочности пород, сразу же должен произойти раскол литосферы по одной из потенциально возможных наклонных поверхностей скольжения. При горизонтальных напряжениях сжатия и изотропном строении литосферы наклон такой поверхности должен быть близок к 45°. После возникновения первого раскола литосферы образовавшиеся плиты уже перестают быть равнозначными, так как на их края, ограниченные наклонным расколом, теперь действуют противоположно направленные вертикальные составляющие сил реакции. Под влиянием напряжений и сил реакции край плиты, нависающий над поверхностью первичного раскола, начнет подниматься и надвигаться на смежную ей плиту. В будущем над таким краем возникнет новая островная дуга.

В противоположность этому на край смежной плиты будет действовать направленная вниз составляющая реакции, заставляющая этот край погружаться в мантию. В результате плита, край которой уходит под первичный раскол, со временем превратится в пододвигаемую плиту. В дальнейшем асимметрия строения зоны поддвига постоянно поддерживается непрекращающимся движением плит и даже еще более усугубляется развитием геохимических процессов образования континентальной коры под островными дугами.

Впервые модель строения и развития островных дуг, основанная на признании упругопластичных свойств литосферы, была предложена и разработана в Институте океанологии АН СССР в работах [26, 17—21]. Несколько позже, но также в Институте океанологии, было проведено физическое моделирование процессов деформации литосферы в зонах поддвига плит [22, 23], поэтому описываемую ниже модель строения активных переходных зон от океана к континенту можно было бы назвать моделью ИОАН островодужных структур.

По этой модели процесс поддвига литосферных плит напоминает процесс торошения речного льда во время ледохода при его сжатии в местах заторов. Как и в случае со льдом, пододвигаемая плита испытывает сильное давление со стороны надвигаемой на нее плиты. Под влиянием избыточного давления, создаваемого горизонтальным напряжением сжатия σ_n и весом надвинутой части верхней плиты, нижняя плита должна ломаться (при $\sigma_n \geqslant \tau_S$). При этом основное отличие сравниваемых процессов состоит в том, что лед легче воды, тогда как океанические литосферные плиты (при одинаковых давлениях) всегда несколько тяжелее вещества астеносферы.

В упругопластичном материале литосферы при достижении предела текучести начинают развиваться сдвиговые деформации. Критические напряжения $\sigma_{кр} = \tau_S$ в пододвигаемой плите создаются давлением надвигаемой плиты. Благодаря встречному движению этих плит под один и тот же уровень критического давления постепенно будут попадать все новые и новые участки пододвигае-

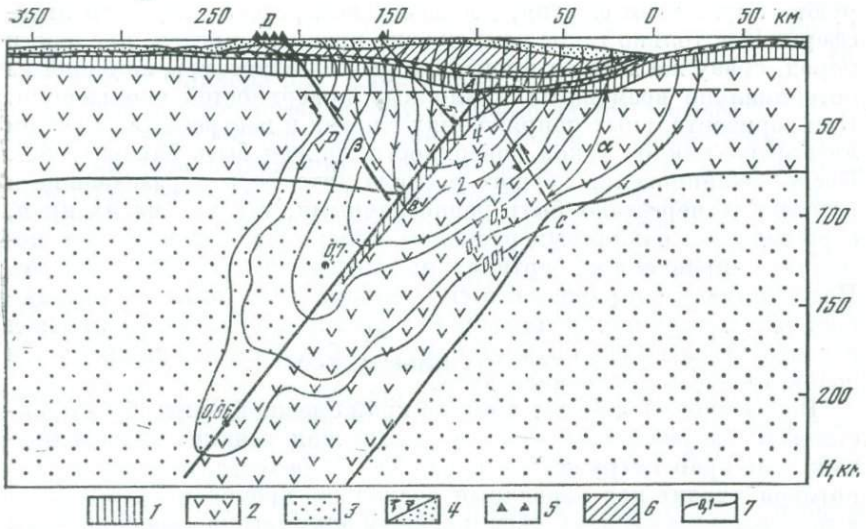


РИС. 3. Строение зоны сочленения литосферных плит в районе Курильских островов

1 — океаническая кора; *2* — литосфера; *3* — астеносфера; *4* — осадки; *5* — вулканы; *6* — вулканогенно-осадочная толща; *7* — изолинии сейсмической активности в единицах A_{10}; α — угол падения зоны пластических деформаций (зона A—C); β — угол падения зоны трения плит (зона A — B); D — D — разломные зоны магмавыводящих каналов под островной дугой.

Внешние границы земной коры (кроме зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа) и изолинии сейсмической активности показаны по работе [32]

мой плиты, а следовательно, эта плита постепенно будет продвигаться сквозь узкую зону развития сдвиговых деформаций. В результате этого на уровне критического давления профиль пододвигаемой плиты должен круто ломаться, а направление ее движения — резко изменяться (рис. 3). В этом отношении непрерывная деформация движущейся литосферной плиты в рассматриваемой модели развивается по схеме, напоминающей процесс деформации металлической стружки, срезаемой с поверхности металла. При этом функцию резца выполняет лобовая часть надвигаемой плиты, а роль стружки играет нисходящая ветвь пододвигаемой плиты.

Резкий излом пододвигаемых плит наблюдается практически под всеми островными дугами. Его положение в разрезе отмечается пересечением сейсмофокальной поверхности (зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа) с подошвой земной коры под островной дугой, а положение внешнего ребра излома плиты очень четко фиксируется областью максимальной сейсмической активности. Положение этого ребра отмечается и максимумом гравитационной аномалии в свободном воздухе над островной дугой (рис. 3). Конфигурация зоны трения плит (зоны A — B на рис. 3) легко определяется по положению главной сейсмофокальной поверхности Вадати — Беньофа, падающей от океана под островную дугу (или континент)

и прослеживающейся иногда до глубины в несколько сот километров. Зона же пластических деформаций пододвигаемой плиты (зона A — C на рис. 3) отмечается более короткой сопряженной сейсмофокальной поверхностью, падающей от островной дуги под океан и прослеживающейся только на глубины, не превышающие толщину пододвигаемой литосферы, т. е. на 80—90 км.

Интересно отметить, что существование зоны пластических деформаций пододвигаемых плит первоначально было предсказано теоретически еще в 1973 г. на основе теории тектоники литосферных плит и характера деформаций жесткопластичных тел [26]. Независимо эти же зоны были обнаружены П. М. Сычевым и Р. З. Тараканом [49] под внешними склонами Японской островной дуги (рис. 4). Таким образом, обнаружение сопряженных с главной сейсмофокальной поверхностью сейсмоактивных зон, падающих от островной дуги под океан, можно рассматривать как пример экспериментального подтверждения теоретического прогноза, сделанного на основе теории тектоники литосферных плит, хотя сами авторы работы и рассматривали ее как опровержение новой теории.

Исходя из условия равновесия сил и их моментов, приложенных к границам взаимодействующих плит, в работе [19] получено основное соотношение, связывающее между собой геометрические и механические параметры рассматриваемой модели зоны поддвига плит:

$$2\alpha + \beta + \psi + \varphi = 180^\circ, \qquad (1)$$

где β — угол наклона погружающейся ветви пододвигаемой плиты (угол наклона зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа); α — угол наклона поверхности сдвиговых пластических деформаций; ψ — угол трения на поверхности взаимодействующих плит; φ — угол внутреннего трения материала литосферы. Если принять, что углы трения у силикатов ψ и φ близки к 30°, а угол наклона сейсмофокальной проверхности, например, под Японской островной дугой (рис. 4) примерно равен 40°, то по выражению (1) находим $\alpha \approx 40^\circ$, что соответствует данным, приведенным на рис. 4. Таким образом, для Японской зоны поддвига плит значения геометрических (α, β) и механических (ψ, φ) параметров модели удовлетворяют теоретической формуле (1), что подтверждает правильность модельных построений. В других зонах поддвига плит углы наклона β главной сейсмофокальной поверхности могут существенно отличаться от 40°, должны быть в этом случае другими и углы наклона α зон пластических деформаций.

Сдвиг литосферных плит по наклонной зоне Вадати — Заварицкого — Беньофа приводит к нарушению изостатического равновесия и появлению сопряженных положительных и отрицательных гравитационных аномалий над островными дугами [31]. Амплитуда этих аномалий зависит от степени сжатия структуры и от реологических свойств вещества литосферы. Используя условие равновесия сил в зоне поддвига плит и учитывая конечную проч-

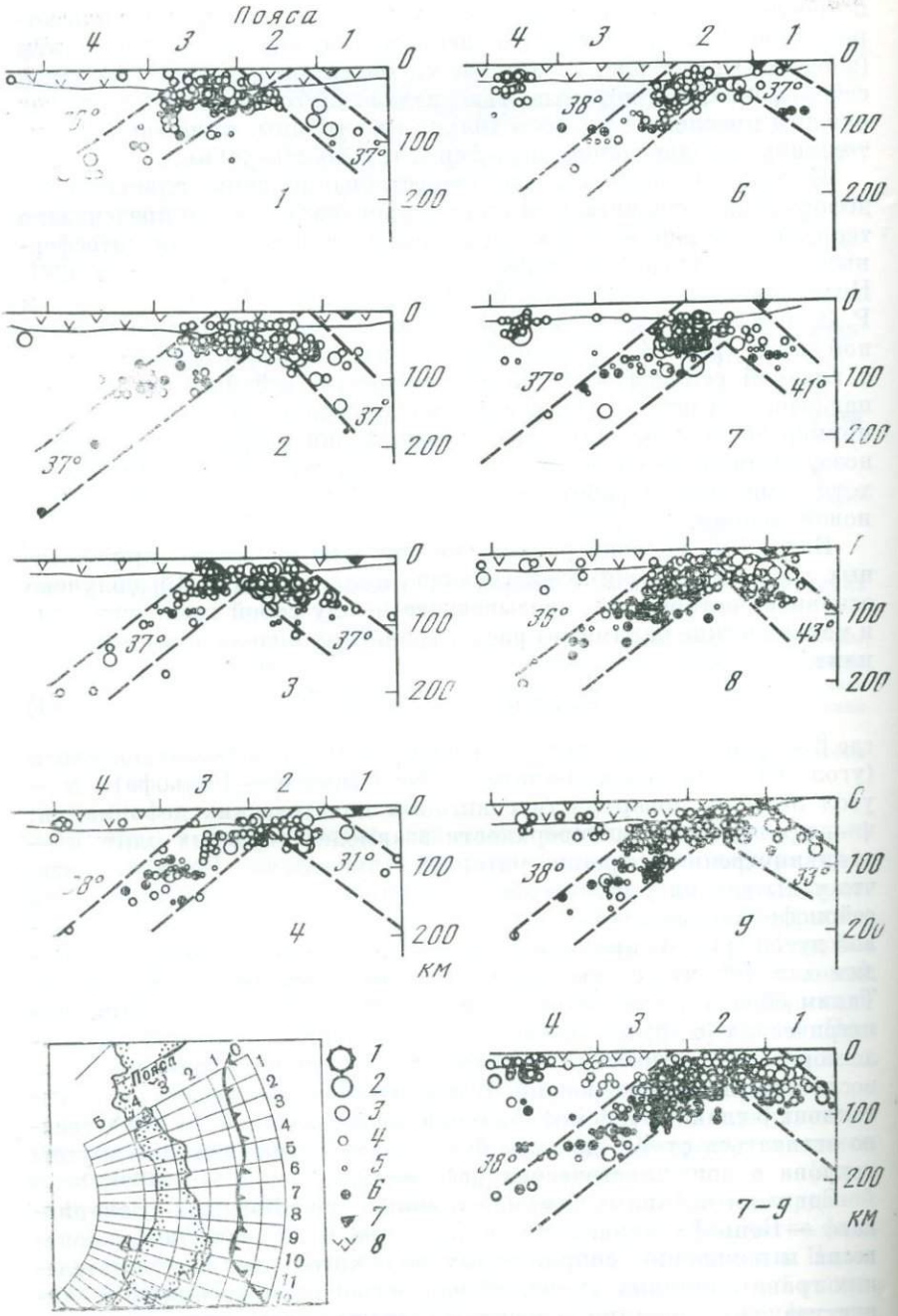


РИС. 4. Распределение землетрясений вдоль вертикальных разрезов, пересекающих Японию (положение разрезов показано на врезке), по работе [49]

Классификация землетрясений по их магнитудам: *1* — M=7; *2* — $M = 6 \div 7$; *3* — $M = 5 \div 6$; *4* — $M = 5$; *5* — $M = 3 \div 4$; *6* — магнитуда неизвестна; *7* — ось глубоководного желоба; *8* — кора

ность материала литосферы, можно найти зависимость амплитуды возникающих гравитационных аномалий от предела текучести (прочности) литосферы τ_S и параметров зоны поддвига плит [19]

$$\Delta g = \frac{2\pi G \tau_S}{g} \frac{|\cos(2\alpha + \varphi)| \operatorname{tg} \beta}{\sin \alpha \sin(\alpha + \varphi)}, \qquad (2)$$

где $G = 6{,}67 \cdot 10^{-8}$ см^3/(г$\cdot$с^2) — гравитационная постоянная; g — ускорение силы тяжести.

Для теоретической оценки амплитуды Δg примем, что средняя величина предельных сдвиговых напряжений τ_S в материале литосферы достигает значений $\tau_S \approx 10^9$ дин/см^2. Подставляя теперь в (2) значения углов $\alpha = \beta = 40°$ и $\varphi = 30°$, получим $\Delta g \approx$ $\approx$ 200 мГал, что неплохо соответствует наблюдаемым над островными дугами величинам аномалий в свободном воздухе. С другой стороны, формула (2) может использоваться и для определения предела прочности пород литосферы τ_S, если в нее подставить реально наблюдаемые значения аномалий Δg. Такое определение имеет самостоятельный интерес, поскольку лабораторные измерения τ_S скорее дают «мгновенные» значения пределов прочности пород, чем интересующий нас эффективный («долговременный») предел пластичности вещества литосферы. Именно такой смысл имеет теоретическое значение $\tau_S \approx 10^9$ дин/см^2, определенное по выражению (2). Аналогичные оценки величины сдвиговой прочности литосферы были получены ранее П. Н. Кропоткиным [13], С. А. Ушаковым [31] и автором в работе [26].

Значению $\Delta g = 200$ мГал соответствует вертикальное смещение краевых частей надвигаемой плиты на $\Delta h = 2{,}8$ км (если принять плотность литосферного выступа равной $\rho_S \approx 2{,}7$ г/см^3). Такое приподнятое стояние островодужной структуры, очевидно, поддерживается только благодаря процессу поддвига плит. Как только поддвиг плит прекратится, островная дуга сразу же должна опуститься на те же примерно 2,5—2,8 км. Примерами таких опустившихся островных дуг могут служить возвышенность Академии наук в Охотском море, хребет Кюсю-Полау в Филиппинском море, хребты Лорд-Хау и Норфолк в Тасмановом море и некоторые другие структуры.

Трение плит в зоне поддвига сопровождается выделением большого количества тепла, идущего на разогрев и переплавление пород в окрестностях этой зоны. С глубиной выделение тепла увеличивается, поэтому нижняя и средняя части надвигаемой плиты подвергаются значительно большей магматической переработке и разрушению, чем ее верхняя часть. Благодаря этому впереди надвигаемой плиты постепенно вырабатывается характерный профиль со сравнительно тонким клинообразным литосферным выступом, перекрывающим подобно гигантскому карнизу пододвигаемую плиту на участке между глубоководным желобом и зоной Вадати — Заварицкого — Беньофа.

Литосферные выступы у надвигаемых (островодужных) плит существуют практически во всех зонах поддвига. В качестве при-

мера на рис. 3 изображен разрез области сочленения литосферных плит под Курильской островной дугой, построенный по сейсмическим данным и в соответствии с рассматриваемой моделью ИОАН строения зон поддвига плит. На этом разрезе положение границы земной коры (за исключением ее круто падающей ветви) построено по данным глубинного сейсмического зондирования, а наклон зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа и погружающейся ветви пододвигаемой плиты определены по изолиниям сейсмической активности, воспроизведенным из работы [32]. Как видно из приведенного рисунка, ширина литосферного выступа около 100—110 км, тогда как ее длина соизмерима с длиной самой дуги и может достигать тысяч километров. Толщина выступа у своего основания обычно достигает 20—25 км, иногда увеличиваясь до 30—35 км и даже до 80 км под Андами, хотя в последнем случае уже необходимо говорить не о литосферном, а о коровом выступе. Рассчитав скорость генерации тепла в зонах поддвига плит и учитывая теплофизические характеристики пород литосферы, удается оценить время формирования литосферного выступа. Оказалось, что литосферный выступ шириной около 100 км при скорости поддвига плит 7 см/год формируется примерно за 30—40 млн. лет [27, 18, 19].

Развитие литосферного выступа в надвигаемой плите приводит к появлению неустойчивой ситуации, поскольку с увеличением размеров выступа возрастает и сила трения, действующая на его основание со стороны пододвигаемой плиты. Как только возникшие благодаря этому напряжения превысят пределы прочности пород на скалывание, в теле литосферного выступа произойдут сдвиговые подвижки, восстанавливающие нарушенное равновесие. Обычно подвижки эти в форме взбросов происходят по системе поверхностей, падающих в сторону океана (рис. 5). После образования взброса — надвига и уменьшения длины выступа нарушенное прежде равновесие восстанавливается, а литосферный выступ вновь начинает постепенно увеличиваться вплоть до возникновения новой неустойчивой ситуации и нового надвига — взброса. Так может повторяться много раз в течение всего времени активной жизни зоны поддвига плит. В результате этого процесса в теле островной дуги постепенно формируются региональные надвиги, а сама дуга последовательно перемещается в сторону окраинного бассейна, постоянно уменьшая его размеры.

Закрытию окраинных морей способствуют еще и деформации, развивающиеся в надвигаемой литосферной плите под тыловыми частями островной дуги. Как показано в работе [19], в обстановке интенсивного сжатия, характерного для островодужных структур, надвигаемая плита должна раскалываться вдоль поверхности, сопряженной с зоной Вадати — Заварицкого — Беньофа, но наклоненной в другую сторону (по линии D — D, рис. 5). В результате образования таких расколов островная дуга оказывается расположенной как бы на гигантской литосферной призме, обращенной своим ребром вниз, а основанием вверх. Под влиянием сжимающих напряжений эта призма стремится выжаться вверх и на-

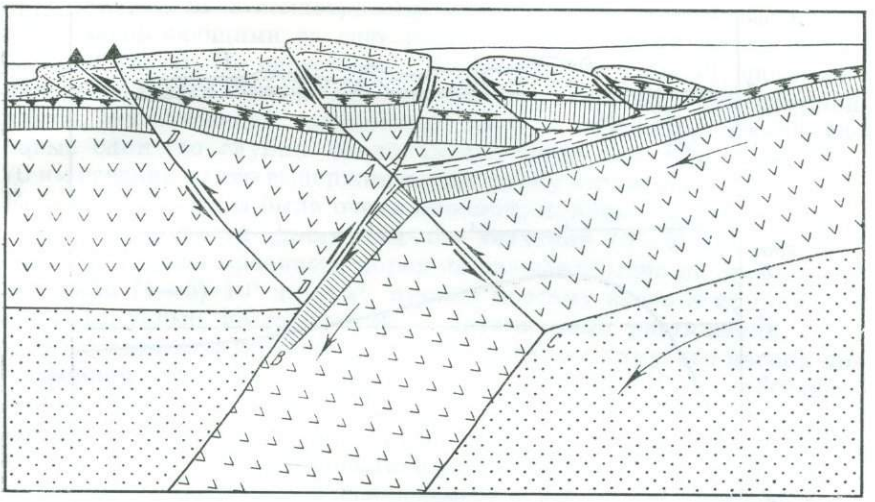


РИС. 5. Тектонические деформации, возникающие в островных дугах
Обозначения см. на рис. 3

двинуться на тыловой бассейн. Исследуя сейсмичность в тыловых зонах островных дуг, Б. В. Баранов и Л. И. Лобковский [1] недавно показали, что механизм большинства происходящих здесь землетрясений свидетельствует о взбросовых движениях по этим наклонным разломам, как это и показано на рис. 5.

Примером закрывающихся за островными дугами тыловых бассейнов могут служить Южно-Охотская глубоководная котловина и Японское море.

В последнее время выяснилось, что описанные выше взбросовые подвижки в теле островных дуг часто приводят к возникновению разрушительных океанских волн — цунами [21, 2]. Связано это с тем, что каждая такая подвижка в теле островной дуги, происходящая по достаточно крутым зонам разлома, как это показано на рис. 5, сопровождается «поршневым» эффектом резкого подъема надвигаемого блока и явлением упругой «отдачи» литосферного выступа, предварительно сжатого такими подвижками.

УПРУГИЙ ИЗГИБ ЛИТОСФЕРЫ И ОБРАЗОВАНИЕ КРАЕВЫХ ВАЛОВ

Помимо преимущественно пластических деформаций в зонах поддвига плит, ярко проявляются и упругие свойства литосферы. В частности, упругими деформациями пододвигаемой плиты хорошо объясняется происхождение и морфология краевых валов и океанических склонов глубоководных желобов [41, 52, 16]. Сам факт существования перед зонами поддвига плит краевых валов, в центре которых благодаря упругому изгибу пододвигае-

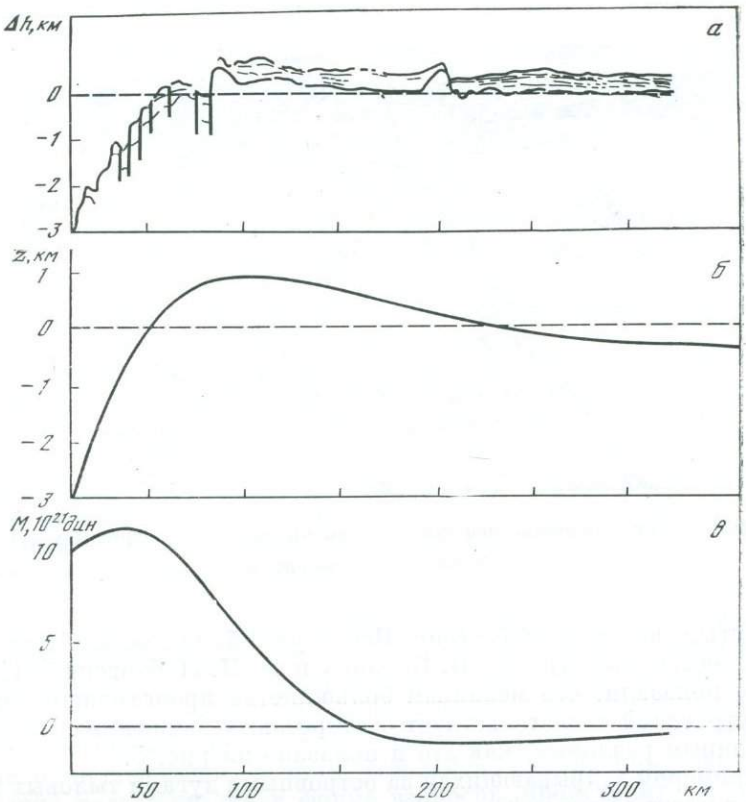


РИС. 6. Сопоставление теоретического профиля поверхности изогнутой плиты с рельефом краевого вала перед Японской островной дугой [16]

мых плит океанское дно приподнято на 500—600 м по отношению к уровню его изостатического равновесия, говорит о том, что океаническая литосфера не просто затягивается или «тонет» в мантии, но активно заталкивается туда внешними силами. Вызываются эти силы конвективным массообменом в мантии и возникают за счет вязкого трения между текущим веществом астеносферы и подошвой литосферы (здесь наблюдается почти полная аналогия между движениями океанических плит по астеносфере и движением льда по реке во время ледохода).

Напряжения сжатия, действующие на пододвигаемую плиту, перед зоной поддвига достигают значений, близких к пределам прочности пород литосферы. Поэтому, помимо упругих деформаций, в изгибаемой плите частично развиваются разрывные и пластические деформации. В частности, этим явлением объясняется происхождение приповерхностных землетрясений на обращенных к глубоководным желобам внешних склонах краевых валов. При этом, несмотря на общее сжатие плиты, механизмы таких

приповерхностных землетрясений здесь всегда связаны с разрывами, возникающими за счет растяжения внешних частей изгибающей плиты. По расчетам Л. И. Лобковского [16, 9], напряжения растяжения господствуют только в верхней части литосферной плиты, включающей океанскую кору и прилегающие подкоровые слои (до глубин около 15 км, тогда как остальные 65—70 км сечения плиты выдерживают нагрузку интенсивного сжатия). Если бы литосфера была очень прочной, напряжения растяжения на ее поверхности достигали бы значений $(3—5)\cdot10^8$ дин/см^2, однако пределы прочности пород на разрыв обычно не превышают значений $(1—5)\cdot10^7$ дин/см^2, именно поэтому здесь и происходят мелкофокусные землетрясения с механизмами растяжения.

Результаты теоретического расчета формы упругого изгиба литосферной плиты перед глубоководным желобом [16] в сопоставлении с реальным рельефом краевого вала (*а*) перед Японской островной дугой приведены на рис. 6. Как видно из сравнения графиков, теоретическая кривая (*б*) неплохо аппроксимирует рельеф рассматриваемых структур, хорошо передает асимметрию краевого вала и приводит к правильным количественным результатам.

Проведенный по этой же кривой расчет гравитационного поля показывает, что над краевым валом должна возникать положительная гравитационная аномалия амплитудой до 60 мГал, тогда как над глубоководными желобами — отрицательная аномалия амплитудой до 250—290 мГал. Разумеется, обе эти оценки весьма приближенные. Тем не менее полученные теоретические значения согласуются с наблюденными данными, откуда следует, что основной вклад в гравитационные аномалии над системами глубоководных желобов и краевых валов, как и над самими островными дугами, вносят динамические эффекты и упругий изгиб литосферы, а не плотностные неоднородности коры и верхней мантии, как это часто полагают.

ЗАТЯГИВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ В ЗОНЫ ПОДДВИГА ПЛИТ

Вместе с океанской литосферой в сторону зон поддвига плит перемещаются и пелагические осадки, тем не менее сдирания и смятия осадков в большинстве случаев не происходит. Как правило, не наблюдается и чрезмерного накопления осадков и в глубоководных желобах, несмотря на то, что скорость седиментации в этих местах достигает нескольких сантиметров за тысячу лет. При такой скорости осадконакопления большинство желобов оказались бы полностью засыпанными уже через несколько десятков миллионов лет, тогда как в действительности они остаются совершенно незаполненными осадками, хотя некоторые из них существуют и развиваются уже в течение сотен миллионов лет подряд, как, например, Японский или Перу — Чилийский желобы. Это свидетельствует о том, что в глубоководных желобах должен действовать эффективный механизм удаления осадков с поверхности океани-

ческого дна. Таким естественным механизмом, как теперь выяснилось, является затягивание осадков в зону поддвига плит. Происходит это аналогично смазке механизмов жидкими маслами при попадании последних в зазоры между трущимися жесткими деталями машин.

В стороне от зоны поддвига плит слой осадков движется как единое целое со скоростью пододвигаемой плиты. В зазоре же между плитами в веществе осадков возникает пластическое течение (типа течения Куэтта), при котором скорость перемещения осадков на подошве слоя сохраняется прежней, тогда как на кровле слоя она падает до нуля. Поскольку в стационарном случае общий поток осадков, затягиваемых в зону поддвига плит, остается неизменным, мощность осадочного слоя в зазоре между плитами должна возрастать. Решение этой задачи, проведенное в рамках теории смазки [30], позволило показать, что в зоне поддвига плит такое возрастание мощности осадочного слоя происходит от двух до трех раз.

Как и в случае смазки, количество осадков, попадающих в зазор между трущимися плитами, должно зависеть от скорости движения плит и от вязкости самих осадков, затягиваемых в зазор. Решая уравнение Навье — Стокса для течения Куэтта с граничными условиями, соответствующими описанной выше модели строения литосферного выступа, можно найти условие затягивания осадков в зону поддвига плит, показывающее, что океанические осадки будут затягиваться под островные дуги без сдирания лишь в тех случаях, когда их мощность h_0 (м) меньше некоторого критического значения

$$h_0 \leqslant 5{,}5 \cdot 10^{-8} \sqrt{\eta v_0}, \qquad (3)$$

где η — вязкость осадков, попавших в зазор между плитами, П; v_0 — скорость поддвига плит, см/год.

Еще в самом начале зоны поддвига (вблизи желоба) из попавших в зазор между движущимися литосферными плитами осадков отжимаются поровые воды, а сами осадки литифицируются. На бóльших расстояниях осадки подвергаются интенсивным сдвиговым деформациям, уплотняются и прогреваются. Глинистые минералы и другие гидросиликаты дегидратируются, проходя последовательно все стадии катагенеза и начального метаморфизма. Благодаря всем этим процессам эффективная вязкость осадков в зазоре между плитами существенно повышается. По-видимому, ее значение там не должно быть меньше вязкости литифицированных пород в тонкослоистых известково-мергелистых, песчано-глинистых и флишевых толщах. Принимая вязкость литифицированных осадков в зоне поддвига плит равной 10^{19} П, а скорость поддвига плит близкой к 9 см/год, найдем, что под Курильскую, Японскую островные дуги и под острова Тонга осадки могут затягиваться без соскребания и смятия, если их мощность не превышает 500—520 м. В Перу — Чилийский, Алеутский и Яванский желоба

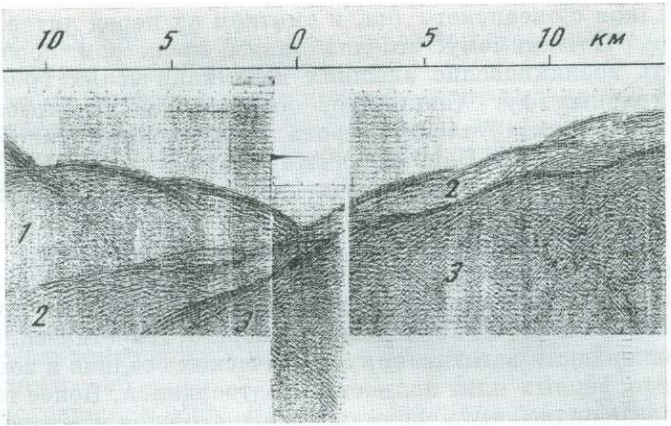


РИС. 7. Временной сейсмический разрез, полученный по одному из профилей, пересекающих Курильский глубоководный желоб [3]

1 — внешний край островной дуги; *2* — слой пелагических осадков; *3* — коренные породы океанской коры

без соскребания могут затягиваться несколько меньшие мощности осадков — до 400—430 м.

Вблизи Курильского, Японского и центральной части Яванского глубоководных желобов мощности осадочных слоев не превышают 300—500 м, вблизи желоба Тонга мощность осадков снижается до 100—300 м, а перед большей частью Перу — Чилийского желоба — до 100 м и меньше [15]. Поддвиг плит под эти структуры здесь и не сопровождается соскребанием и смятием осадков перед фронтальной частью надвигаемой плиты, так как $h_0 < h_{кр}$. На дне многих глубоководных желобов поверх пелагических осадков часто залегают почти горизонтально-слоистые отложения мутьевых и суспензионных потоков, поступающих с островных склонов или с континентов. Эти осадки также затягиваются в зоны поддвига плит, если только мощность пелагических отложений здесь заметно ниже критического значения. Однако отток осадков из желобов постоянно компенсируется поступлением нового материала со склонов островных дуг и континентов. В результате этого устанавливается динамическое равновесие и желоба оказываются засыпанными осадками лишь частично.

Совершенно иная ситуация наблюдается в заливе Аляска, на востоке Алеутской дуги, и к северу от Яванского желоба. В этих районах мощность осадков превышает 500—700 м, а в отдельных местах достигает 1000 м, т. е. везде превышает найденные для этих структур критические значения мощности. Аналогичная картина наблюдается и возле зоны поддвига Атлантической плиты под Малые Антильские острова: для этой зоны $h_{кр} \approx 250$ м, тогда как $h_0 \approx 500 \div 1000$ м. Следовательно, в перечисленных районах поддвиг литосферных плит должен сопровождаться и соскреба-

нием осадков с океанского дна, и смятием их перед литосферным выступом. По-видимому, именно таким процессом необходимо объяснить возникновение внешних невулканических гряд возле этих островных дуг (например, острова Кадьяк, Афогнак и п-ов Кенай в заливе Аляска, острова Андаманские и Никобарские в Индийском океане и Барбадос в Атлантическом океане).

Приведенное выше условие затягивания осадков в зоны поддвига плит было получено еще в 1974 г. [30]. В конце 1975 — начале 1976 гг. в районе Курильской островной дуги проводились детальные сейсмические работы по профилям, пересекающим глубоководный желоб [3]. Сейсмический разрез по одному из них приведен на рис. 7. Как видно из приведенного разреза, теоретический прогноз о возможности затягивания пелагических осадков в зоны поддвига литосферных плит полностью подтвердился. Более того, на этом разрезе видно, что мощность осадочного слоя в зазоре между плитами, как это и предсказывается теорией, постепенно увеличивается более чем в 2 раза.

ЗОНЫ ПОДДВИГА ПЛИТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Островные дуги и активные окраины континентов, как известно, являются не только зонами повышенной сейсмичности и тектонической подвижности, но и зонами большой магматической активности. При этом островодужный магматизм уже резко отличается от сравнительно примитивного магматизма океанского дна: здесь главную роль начинают играть уже средние и более кислые породы — андезиты, их интрузивные аналоги— диориты, гранодиориты, а при надвиге островных дуг на пассивные окраины континентов или у активных континентальных окраин Андийского типа — гранитный магматизм. Андезиты и тем более гранитоиды принципиально отличаются от базальтов повышенными содержаниями кремнезема, щелочей, особенно калия, и других литофильных элементов и пониженными содержаниями магния, кальция, железа и переходных металлов группы железа. Андезиты и гранитоиды щелочного ряда не могут быть получены путем простой дифференциации базальтовых магм мантийного происхождения (см., например, [33]) — это специфически коровоконтинентальные породы, возникающие благодаря сложной переработке других пород и осадков на уровнях самой коры или самых верхов мантии.

Как уже отмечалось выше, еще в 1946 г. А. Н. Заварицкий [11] обратил внимание на связь андезитового вулканизма с наклонными сверхглубокими сейсмофокальными зонами, расположенными по периферии Тихого океана. Однако в те годы установить причинно-следственную связь этих явлений было невозможно. Лишь с появлением теории тектоники литосферных плит выяснилось, что андезиты и более кислые породы, вплоть до гранитов, выплавляются в зоне поддвига литосферных плит за счет переработки океанической коры и затянутых туда осадков [10,

25, 26, 28, 29, 39, 40]. Как же развивается этот процесс с точки зрения рассматриваемой теории?

Благодаря трению в зонах поддвига плит выделяется большое количество тепла — около 500—700 кал на каждый грамм вещества океанической коры. Если бы из зоны поддвига плит не существовало выноса тепла, то его хватило бы для прогрева пород коры до 1500—2400° С [28], т. е. до температуры, значительно превышающей температуру плавления водонасыщенных силикатов (~600—800° С), слагающих океаническую кору и пелагические осадки. Поэтому океаническая кора в этих зонах неизбежно должна плавиться, а вынос на поверхность образовавшихся магм приведет к снижению температуры в зоне трения до уровня анатексиса пород океанической коры.

Происходящие в зонах Вадати — Заварицкого — Беньофа процессы дегидратации и анатексиса океанической коры развиваются по достаточно сложной и многоступенчатой схеме. Все стадии преобразования коры до конца еще далеко не выяснены, однако общую направленность процессов можно себе представить уже сегодня [28].

По современным представлениям, океаническая кора сложена породами базальтового состава (собственно базальтами, долеритами и габбро), подстилаемыми снизу серпентизированными гипербазитами, а сверху — карбонатными и глинисто-кремнистыми осадками. Породы океанической коры в значительной степени гидратированы и представлены гидросиликатами разных степеней метаморфизма от цеолитовой до амфиболитовой фаций включительно.

Попадая в зоны поддвига плит, породы океанической коры начинают активно дегидратироваться. Вначале они теряют поровую воду, затем кристаллизационную, после чего в них развивается сложный ряд метаморфических преобразований, сопровождаемых освобождением структурной воды, кремнезема, щелочей (особенно калия) и литофильных элементов. Например, десерпентинизация коры должна проходить по реакции:

$$\text{серпентин} \rightarrow \text{тальк} + \text{форстерит} + \text{вода};$$
$$\text{тальк} \rightarrow \text{форстерит} + \text{кремнезем} + \text{вода}.$$

Входящие в состав океанической коры породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма при разогреве в зонах поддвига плит также постепенно дегидратируются и теряют часть кремнезема. Например, такие характерные для этих пород минералы, как пирофиллит, хлорит и хлоритоид, попадая в условия амфиболитовой фации, преобразуются с потерей воды и кремнезема [6]:

$$\text{пирофиллит} \rightarrow \text{андалузит (или дистен)} + \text{кремнезем} + \text{вода};$$
$$\text{хлорит} + \text{мусковит} \rightarrow \text{ставролит} + \text{биотит} + \text{кремнезем} + \text{вода};$$
$$\text{хлоритоид} + \text{андалузит (или дистен)} \rightarrow \text{ставролит} + \text{кремнезем} + \text{вода}.$$

Аналогичные преобразования могут происходить и с другими минералами зеленокаменных пород. При еще большем повышении температуры уже начинают дегидратироваться и плавиться амфиболы и слюды, а кальций и щелочи связываются в полевых шпатах. При этом оливин, энстатит и другие тугоплавкие компоненты удаляются из системы вместе с погружающейся в мантию литосферной плитой, а водные флюиды, кремнезем и литофильные соединения ассимилируются формирующимися в зонах поддвига плит анатектическими расплавами. Вместе с океанической корой в зону контакта литосферных плит затягиваются и осадочные породы, представленные в основном пелагическими осадками — илами и глинами. Дегидратация глинистых минералов также происходит по аналогичной реакции с выделением воды и кремнезема. Так, разрушение монтмориллонита (главного глинистого минерала пелагических осадков) происходит по следующей схеме [6]:

монтмориллонит → парагонит + альбит + хлорит + кремнезем + вода →
→ силлиманит + альбит + кордиерит + кремнезем + вода.

Поступая в зону развития гидротермальных процессов, океанические осадки приносят с собой и многие дополнительные геохимические компоненты. Поскольку механизм затягивания океанических осадков под островные дуги и активные континентальные окраины постоянно действует в течение всей геологической истории Земли, то значение такого процесса обогащения континентальной коры рассеянными геохимическими элементами оказывается очень большим. Прежде всего к таким рассеянным элементам относятся калий и другие щелочи, радиоактивные и редкоземельные элементы, фосфор, хлор, фтор и т. д.

Таким образом, последовательное нагревание в зонах поддвига плит гидратированной океанической коры приводит к образованию амфиболитов, а согласно [40], прямое плавление амфиболитов приводит к образованию андезитовых магм. Теперь становится понятной и генетическая связь андезитового вулканизма с островными дугами и активными окраинами континентов. Тем не менее объяснить таким же путем происхождение гранитов, чрезвычайно широко распространенных на континентах, не удается. Механизм образования этих пород явно иной.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОВ

В настоящее время точка зрения о палингенном происхождении большинства гранитов является доминирующей среди петрологов и геологов, хотя признается, что часть гранитов могла образоваться за счет метаморфизма осадков. Однако сами механизмы палингенеза и метаморфизма коровых пород, а также источники энергии и флюидов, питающих эти процессы, до последнего времени оставались неясными. С появлением теории тектоники литосферных плит положение резко изменилось, так как новая теория дает реальный механизм, позволяющий понять, каким

путем вещество коры может вовлекаться во вторичную переработку, приводящую к образованию гранитоидов.

Так, согласно новой теории палингенные граниты образуются в результате переплавления осадочных песчано-глинистых пород, затянутых в зону поддвига плит при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов с их мощными толщами терригенных осадков, накапливающихся у подножий континентальных склонов. Такова, по-видимому, природа большинства гранитов Урала, Аппалачей, Альп и мгогих других складчатых поясов, возникших по периферияам древних платформ благодаря надвиганию на них островодужных структур. Гранитоидные расплавы могут возникать и в результате вторичной мобилизации и переплавления сиалического вещества в зоне контакта литосферного выступа активной окраины континента (обычно сложенного коровыми породами) с пододвигаемой океанической плитой [12]. Такое происхождение имеют крупнейшие гранитные интрузии Анд в Южной Америке, каледонские граниты Британских островов, Казахстана, Южной Сибири, герцинские граниты Восточной Австралии, Юго-Восточной Азии и некоторых других районов мира. Если же активная окраина континента андийского типа окажется надвинутой на пассивную континентальную окраину, то масса выплавившихся при этом гранитов может оказаться особенно большой. По-видимому, таким путем при столкновении подвижного пояса Скалистых гор с пассивной окраиной Северо-Американской платформы образовались гигантские гранитные батолиты Невады на западе Северной Америки.

Происхождение метаморфических гранитов, часто с сохранившимися в них теневыми структурами — следами осадочных напластований, в рамках новой теории объясняется метаморфической переработкой осадочно-вулканогенных толщ перегретыми и минерализованными водами, поднимающимися из зон поддвига плит в тылу островных дуг и активных окраин континентов андийского типа. Сама по себе идея о происхождении гранитов за счет метаморфической переработки вмещающих пород потоками горячих растворов и связанных с ними расплавов не является новой. Однако только после появления теории тектоники литосферных плит был найден тот природный механизм, благодаря которому под геосинклинальными поясами Земли (т. е. над зонами поддвига плит) возникают мощнейшие потоки перегретых и сильно минерализованных флюидов. Механизм этот приводится в действие процессом дегидратации океанической коры в зонах поддвига океанических литосферных плит под островные дуги и активные окраины континентов андийского типа.

При затягивании в зоны Вадати—Заварицкого—Беньофа карбонатных пород или эвапоритов должны возникать расплавы с повышенным содержанием щелочноземельных или щелочных элементов. Ассимиляция карбонатов приводит к десилификации магмы и к относительному увеличению в ней содержания щелочей. Существенные преобразования должны произойти с силикатными

магмами при попадании в зоны поддвига плит эвапоритов: после ассимиляции соленосных отложений первоначально кислые магмы насыщаются щелочами, хлором, фтором и некоторыми другими рассеянными элементами и теряют кальций. В результате состав расплавов становится сиенитовым [28]. Аналогично этому при затягивании под островные дуги осадков, обогащенных фосфором (например, фосфоритов, скопившихся в зонах апвелинга на склонах и шельфах бывших окраин континентов), могут образоваться магмы, обогащенные апатитом. Наконец, при попадании в зоны поддвига плит металлоносных осадков или осадков, содержащих рудные элементы, могут возникнуть магмы, богатые рудными компонентами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баранов Б. В., Лобковский Л. И.* Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курильской островной дуги и ее связь с зоной Заварицкого — Беньофа.— ДАН СССР, 1980, т. 255, № 1, с. 67—71.
2. *Баранов Б. В., Лобковский Л. И.* О местоположении и механизме цунамигенных землетрясений Курильской островной дуги.— ДАН СССР, 1981, т. 261, № 3, с. 575—578.
3. *Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Жураелев А. Д., Казьмин Ю. Б.* и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба.— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 135—138.
4. *Вегенер А.* Возникновение материков и океанов.— В кн.: Современные проблемы естествознания. М.: Госиздат, 1925, кн. 24. 145 с.
5. *Венинг-Мейнес Ф. А.* Гравиметрические наблюдения на море, теория и практика. М.: Изд-во геодез. и картогр. лит. ГУГК, 1940. 324 с.
6. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
7. *Гальперин Е. И., Горячев А. В., Зверев С. М.* Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Изд-во АН СССР, 1958, № 1. 26 с.
8. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
9. Геофизика океана. Т. 2/Под ред. О. Г. Сорохтина. М.: Наука, 1979. 416 с.
10. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
11. *Заварицкий А. Н.* Некоторые новые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946, № 2, с. 3—10.
12. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
13. *Кропоткин П. Н.* Механизм движения земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 25—39.
14. *Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
15. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах, количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974.
16. *Лобковский Л. И.* Квазиупругий изгиб океанической плиты перед зоной поддвига.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1976, с. 53—58.
17. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Пластические деформации океанической литосферы в зоне поддвига плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1976, с. 22—52.
18. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Строение зон поддвига литосферных плит и происхождение окраинных морей.— В кн.: Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 183—194.

19. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Деформация литосферных плит в зонах поддвига.— В кн.: Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 194—203.
20. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Затягивание океанских осадков в зоны поддвига плит. В кн.: Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 211—216.
21. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Тектоника литосферных плит и происхождение цунамигенных землетрясений.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 5, с. 1092—1095.
22. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г., Шеменда А. И.* Моделирование процесса поддвига литосферных плит под островные дуги.— Океанология, 1980, т. 20, № 1, с. 158—165.
23. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г., Шеменда А. И.* Моделирование деформаций островных дуг, приводящих к образованию тектонических террас и возникновению цунамигенных землетрясений.— ДАН СССР, 1980, т. 255, № 1, с. 74—77.
24. *Риффо К., Ле Пишон К.* Экспедиция «Famous». Три тысячи метров в глубь Атлантики. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 223 с.
25. *Соболев В. С., Соболев Н. В.*, Проблемы двухэтапного формирования земной коры.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.
26. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
27. *Сорохтин О. Г.* Строение зоны поддвига литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1976, с. 5—21.
28. *Сорохтин О. Г.* Процесс поддвига плит и происхождение континентальной коры.— В кн.: Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 236—250.
29. *Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б.* Возможный механизм образования земной коры.— ДАН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 319—322.
30. *Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И.* Механизм затягивания океанических осадков в зонах поддвига литосферных плит.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 5, с. 3—10.
31. *Ушаков С. А.* Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии.— Вестн. МАУ. Геология, 1968, № 1, с. 62—75.
32. *Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З.* Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 212 с.
33. *Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М.* Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 511 с.
34. *Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 65, N 5, p. 385—400.
35. *Dewey J. F., Bird J.* Plate tectonics and geosynclines.— Tectonophysics, 1970, vol. 10, N 5/6, p. 625—638.
36. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 14, p. 2625—2647.
37. *Dietz R. S.* Continent and ocean basin evolution by speading of the floor.— Nature, 1961, vol. 190, N 4779, p. 854—857.
38. *Fisher O.* Physics of the earth's crust. N. Y.: MacMillan, 1889.
39. *Fitton J. G.* The generation of magmas in island areas.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, N 1, p. 63—67.
40. *Green D. H.* Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions.— Contris Miner. and Petrol., 1972, vol. 34, p. 150.
41. *Hanks T.* The Kuril Trench-Hokkaido Rise System.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, vol. 23, N 2.
42. *Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M.* et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reverals and motions of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 6, p. 2119—2136.
43. *Hess H. H.* History of ocean basins.— In: Petrology studies: A volume to honour of A. F. Buddington. Prinston, Geol. Soc. Amer., 1962, p. 599—620.
44. *Isaks B., Oliver J., Sykes L. E.* Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 18, p. 5855—5809.

45. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1958, vol. 73, N 12, p. 3661—3697.
46. *McKenzie D. P.* Plate tectonics.— In: The Nature of the Solid Earth/Ed. Robertson E. C. N. Y.: McGraw-Hill, 1972, p. 323—360.
47. *Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 6, p. 1959—1982.
48. *Oliver J., Jsacks B.* Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere.—J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 16, p. 4259—4276.
49. *Sychev P. M., Tarakanow R. Z.* Some inferences on the upper mantle structure and deep processes occurring in the northwest Pacific.— Canad. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 12, p. 1725—1729.
50. *Vine F. J., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, vol. 199. N 4897, p. 947—949.
51. *Wadati K.* On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan islands.— Geophys. Mag., 1934, vol. 8, p. 305—325.
52. *Watts A. B., Talwani M.* Gravity anomalies sea ward of deepsea trenches and their tectonic implication.— Geophys. J. Res. Astron. Soc., 1974, vol. 36, N 1, p. 57—90.
53. *Wilson G. T.* A new class of faults and their bearing of continental drift.— Nature, 1965, vol. 207, N 4995, p. 343—347.

УДК 550.334.5

А. В. Ландер, А. Л. Левшин

АЗИМУТАЛЬНО-ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН И СПОСОБЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В работах Г. А. Гамбурцева [2, 3] методы азимутальной и пространственной корреляции сигналов привлекались для изучения свойств объемных волн землетрясений и удаленных взрывов. В настоящей статье близкие методы используются для изучения другого класса упругих колебаний — поверхностных сейсмических волн.

Дисперсия поверхностных волн служит важным источником сведений о строении земной коры и мантии. Наблюдения поверхностных волн Рэлея и Лява, возбуждаемых землетрясениями и взрывами, широко используются для получения скоростных разрезов среды (по скорости поперечных волн) между источником и станцией регистрации, а также между двумя или несколькими сейсмическими станциями [5].

При интерпретации поверхностных волн обычно принимается гипотеза об отсутствии горизонтальных неоднородностей среды на трассе, для которой строится скоростной разрез. Однако как наблюдаемые различия скоростей по разным, в том числе пересекающимся трассам, так и ряд особенностей волновой картины указывают на то, что горизонтальные неоднородности среды существуют и играют заметную роль в наблюдаемом волновом поле. Среди явлений, свидетельствующих о роли горизонтальных не-

однородностей, укажем: 1) наличие, помимо основных сигналов, распространяющихся от эпицентра кратчайшим путем, одного или нескольких более поздних вступлений того же типа, отличающихся от первого азимутально-поляризационными свойствами; 2) отклонение азимута подхода основного сигнала от теоретического азимута на источник; 3) поляризационные аномалии поверхностных волн относительно поляризации, предписываемой теорией для горизонтально-однородных сред. Поскольку аномалии такого рода могут служить источником дополнительных данных о скоростной неоднородности среды, их изучение представляет большой интерес, особенно если они могут быть обнаружены в малоизученных и труднодоступных для детальных исследований регионах.

Возможны два основных подхода к изучению перечисленных аномалий, опирающиеся на сложившиеся способы сейсмологической регистрации:

1) изучение пространственной структуры сигналов путем одновременного использования записей во множестве точек (наблюдения сейсмических групп);

2) изучение поляризационных свойств сигналов по трехкомпонентным записям в одной точке (наблюдения отдельной сейсмической станции).

Ниже мы рассмотрим каждый из них.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Исследования такого рода возможны при наличии одновременных наблюдений поверхностных волн группой однотипных приборов, размещенной на площади, превышающей по диаметру минимальную из изучаемых длин поверхностных волн. Наиболее эффективны для этих целей группы цифровых сейсмических станций, записи которых накапливаются в виде, позволяющем их совместный анализ на ЭВМ. Цифровая регистрация обеспечивает высокую точность и большой динамический диапазон измерений. В настоящее время накоплен значительный опыт анализа поверхностных волн по данным таких цифровых групп, как ЛАСА в США [14], НОРСАР в Норвегии [8]. По наблюдениям группой НОРСАР сейсмических явлений в различных регионах Евразии определены дисперсионные кривые волн Рэлея и построены осредненные скоростные разрезы коры для ряда регионов СССР [1, 15]. В тех же и ряде других исследований [7, 9, 12] установлены значимые азимутальные аномалии поверхностных волн, выявлены отраженные поверхностные волны, вступающие значительно позже основного сигнала, найдены вертикальные границы в земной коре, являющиеся источниками отражений. Можно выделить два способа анализа поверхностных волн на записях групп.

1. Пространственно-временной, так как анализ ведется во временной области. Он может рассматриваться как

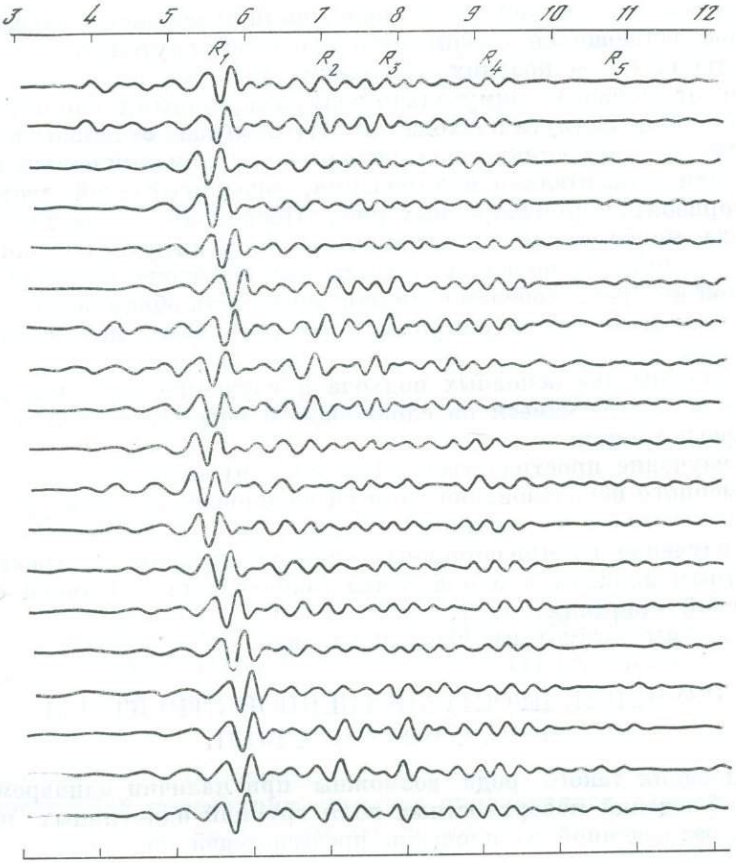


РИС. 1. Фрагмент записи группой НОРСАР сейсмического события в Евразии

Показаны поверхностные волны Рэлея R_1 и их коды R_2, зарегистрированные 22 длиннопериодными вертикальными приборами. Время — в минутах после начала записи

двумерный аналог РНП II рода, так как в его основе лежит суммирование трасс с временными задержками, определяемыми параметрами фазовой поверхности волны, т. е. ищется функция трех переменных

$$P(t, \alpha, C) = \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} \left(\sum_j w_j u_j (s - \tau_j (\alpha, C)) \right)^2 ds, \qquad (1)$$

где P — мощность суммарного сигнала; t — время; T — ширина скользящего временного окна для оценки мощности; j — номер трассы; w_j — вес, придаваемый наблюдению j-й трассы $u_j(t)$; τ_j — временная задержка j-й трассы; α, C — параметры плоской фазовой поверхности, для которой проводится суммирование, соответ-

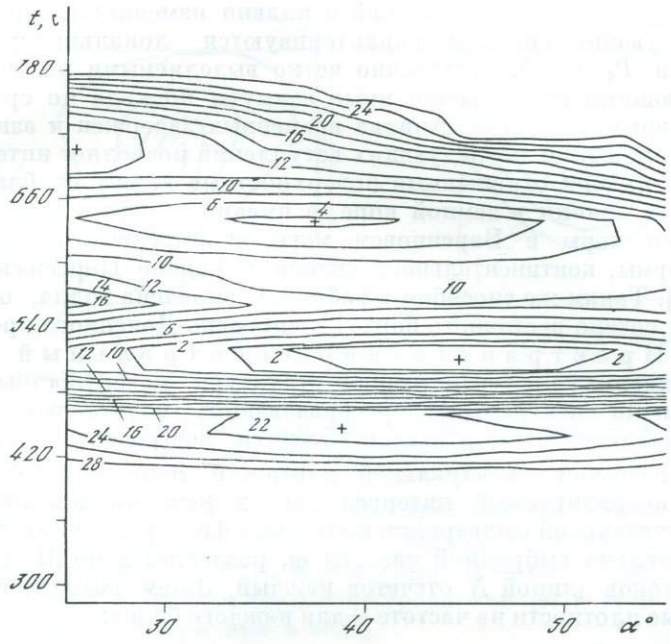


РИС. 2. Азимутально-временная диаграмма $P_{C_0}(t, \alpha)$ для записей рис. 1

Числа у изолиний диаграммы — ослабление мощности $P_{C_0}(t, \alpha)$ в децибелах относительно максимальной. Крестиками показаны максимумы основного и последующих вступлений

ственно α — азимут подхода, C — фазовая скорость относительно группы. Поскольку для каждой поверхностной волны характерны определенные интервалы значений t, α и C, такие сигналы распознаются на диаграммах функции $P(t, \alpha, C)$ как локальные области повышенных значений P. Если диаметр (апертура) группы около 100 км (именно такие размеры имел НОРСАР), она не может обеспечить высокой разрешающей способности по C при временном суммировании. Поэтому наиболее удобны для анализа диаграммы сечений $P_{C_0}(t, \alpha)$, где C_0 соответствует средней фазовой скорости поверхностной волны в изучаемом частотном диапазоне.

Пример использования азимутально-временных диаграмм приведен на рис. 1 и 2. На рис. 1 приведен фрагмент записи группой НОРСАР (точнее, ее длиннопериодными вертикальными приборами) сейсмического явления с теоретическим азимутом подхода к группе 41,7°. Диаграмма $P_{C_0}(t, \alpha)$, соответствующая этому временному интервалу, показана на рис. 2. Фазовая скорость C_0 для этой диаграммы была принята равной 3,5 км/с, временное окно $t = 40$ с.

На записи, помимо основного сигнала R_1, обладающего заметной дисперсией, видны несколько интенсивных запаздывающих по времени на 1—3 мин последующих сигналов. Рассмотрение диаграммы показывает, что азимут подхода основного сигнала за-

метно превышает теоретический и плавно изменяется со временем. Последующие сигналы характеризуются локальными максимумами $P_{C_0}(t, \alpha)$, достаточно четко выделяемыми на диаграмме и имеющими существенно иные азимуты подхода по сравнению с основным сигналом. Анализ временных задержек и азимутальных отклонений последующих вступлений позволяет интерпретировать их как отраженные поверхностные волны от близвертикальных границ в земной коре, а именно границы между двумя блоками коры в Баренцовом море, окаймления Свальбардской платформы, континентального склона в районе Норвежского моря [15]. Таким же способом в работе [1] выделена волна, отраженная от северо-восточного борта Днепровско-Донецкого прогиба.

2. Пространственно-спектральный способ анализа пространственной структуры поверхностных волн основан на спектральных преобразованиях полученных записей [10]. Предварительным этапом является построение оценки матрицы взаимной спектральной плотности мощности $\hat{f}_{ij}(\omega)$. Для этого анализируемый интервал записи каждого канала после предварительной фильтрации полосовым фильтром, симметричным относительно выбранной частоты ω, разделяется на M одинаковых блоков длиной N отсчетов каждый. Затем находятся спектральные плотности на частоте ω для каждого блока:

$$S_{jn} = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{m=1}^{N} u_j((m-1)\Delta t + (n-1)N\Delta t) \exp[-i(m-1)\Delta t], \quad (2)$$

где Δt — шаг дискретизации; $n = 1 \div M$.

Далее строится осредненная по всем блокам оценка спектральной плотности мощности

$$\hat{f}_{jl}(\omega) = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^{M} S_{jn}(\omega) S_{ln}^{*}(\omega). \quad (3)$$

Знание $\hat{f}_{jl}$ позволяет оценить пространственно-временную спектральную плотность мощности $P(\omega, \mathbf{k})$, где $\mathbf{k}$ — векторное волновое число. Направление $\mathbf{k}$ по отношению к странам света характеризует азимут подхода волны; величина $\omega/|\mathbf{k}|$ — фазовую скорость волнового пакета, проходящего через группу. В качестве стандартной оценки $P(\omega, \mathbf{k})$ принята

$$P(\omega, \mathbf{k}) = \frac{1}{K^2} \sum_{j,\, l=1}^{K} w_j w_l^{*} f_{jl}(\omega) \exp[-i\mathbf{k}(\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_l)], \quad (4)$$

где w_j — веса, контролирующие форму окна по волновому числу (обычно $w_j \equiv 1$); $\mathbf{x}_j$ — радиус-вектор, характеризующий расположение j-го прибора группы.

Величина $\hat{P}(\omega, \mathbf{k})$ является асимптотически несмещенной состоятельной оценкой истинной спектральной плотности. Это означа-

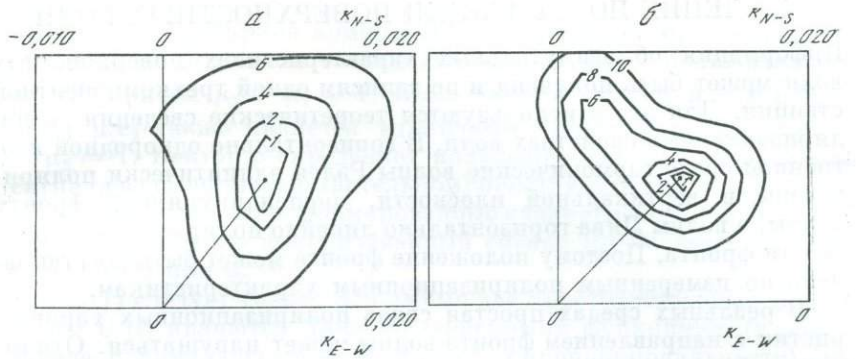


РИС. 3. Диаграммы пространственно-спектральной плотности мощности $P'(\omega, \mathbf{k})$ для записей рис. 1

а — временной интервал 220—360 с после момента события; *б* — временной интервал 360—500 с после момента события

ет, в частности, что когда через группу проходит плоская гармоническая волна вида $\exp[i(\omega_0 t - \mathbf{k}_0 r)]$, оценка $\hat{P}(\omega, \mathbf{k})$ стремится к дельта-функции $\delta(\omega - \omega_0, \mathbf{k} - \mathbf{k}_0)$ при $M \to \infty$. Таким образом, диаграмма мощности (при фиксированной ω) в этом случае имеет острый максимум при $\mathbf{k} = \mathbf{k}_0$.

Однако ограниченность интервала записи, содержащего сигнал, понижает разрешающую способность оценки $\hat{P}(\omega, \mathbf{k})$. В связи с этим в ряде работ [10, 11] была предложена оценка $P'(\omega, \mathbf{k})$, обладающая более высоким разрешением, чем $\hat{P}(\omega, \mathbf{k})$, которая строится как

$$P'(\omega, \mathbf{k}) = \left[\sum_{j,l=1}^{K} \hat{\Gamma}_{jl}^{-1}(\omega) \exp[i\mathbf{k}(\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_l)]\right]^{-1}. \quad (5)$$

Обобщенная теория таких оценок дана в [6].

В качестве примера использования такой оценки для анализа поверхностных волн рассмотрим диаграммы $P'(\omega, \mathbf{k})$, приведенные на рис. 3. Они получены по записям, показанным на рис. 1, и соответствуют двум неперекрывающимся интервалам времени в 140 с для частоты 0,05 Гц. Каждый интервал разделен на два блока. Видно, что в первом интервале максимум $P'(\omega, \mathbf{k})$ приходится на значение азимута подхода $\alpha = 45°$ и фазовую скорость $C_0 = 3{,}51$ км/с. Этот интервал содержит основной сигнал, доминирующий в нем по амплитуде. В последующем интервале максимум $P'(\omega, \mathbf{k})$ раздваивается в связи с появлением последующих вступлений с существенно меньшими азимутами подхода при близких фазовых скоростях. Видно, что результаты двух видов анализа хорошо согласуются; временной анализ обеспечивает существенно лучшее разрешение по времени, чем спектральный, однако спектральный анализ дает лучшее разрешение по азимуту и особенно по фазовой скорости. Поэтому данные различных способов изучения сигнала существенно дополняют друг друга.

ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Информация об азимутальных характеристиках поверхностных волн может быть получена и по записям одной трехкомпонентной станции. Для этого используются теоретические сведения о поляризационных свойствах волн. В горизонтально однородной изотропной среде гармонические волны Рэлея эллиптически поляризованы в вертикальной плоскости, перпендикулярной фронту волны, а волны Лява горизонтально линейно поляризованы в плоскости фронта. Поэтому положение фронта может быть восстановлено по измеренным поляризационным характеристикам.

В реальных средах простая связь поляризационных характеристик с направлением фронта волны может нарушаться. Отклонения от указанной поляризации возникают, например, в анизотропных средах [13]. Однако практически круг явлений, для которых теоретическая модель поляризации поверхностных волн является хорошим приближением к действительности, оказывается достаточго широким, и поляризационный анализ служит важным источником информации об азимутальных характеристиках поверхностных волн.

Векторная функция сейсмических колебаний в пространстве $\mathbf{u}(t)$ задается трехкомпонентной записью. Под поляризацией сигнала обычно понимают характерные пространственные свойства кривой $\mathbf{u}(t)$. Для шумовых случайных сигналов эта кривая имеет хаотический характер. При теоретических построениях чаще всего используется модель пространственно изотропного белого шума, для которой различные компоненты записи оказываются статистически независимыми. Для детерминированных сигналов между компонентами $\mathbf{u}(t)$ существует функциональная связь. Простейшим и важнейшим для практики является случай эллиптической (в частности, линейной) поляризации, при котором компоненты $\mathbf{u}(t)$ линейно зависимы. Сигнал $\mathbf{u}(t)$ является линейно поляризованным, если он может быть записан в виде

$$\mathbf{u}(t) = \mathbf{e}u(t), \tag{6}$$

где $u(t)$ — скалярная функция; $\mathbf{e}$ — не зависящий от времени единичный вектор, определяющий поляризацию сигнала (в данном случае направление колебаний в пространстве).

Для аналогичного определения более общего понятия эллиптической поляризации необходимо воспользоваться комплексным представлением $\mathbf{U}(t)$ действительного сигнала $\mathbf{u}(t)$:

$$\mathbf{U}(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{u}(\tau)\, e^{-i\omega\tau}\, d\tau\, d\omega.$$

Аналогично (6) комплексный сигнал $\mathbf{U}(t)$ является эллиптически поляризованным, если

$$\mathbf{U}(t) = (\sqrt{\mu_1}\mathbf{e}_1 + i\sqrt{\mu_2}\mathbf{e}_2)\, U(t), \tag{7}$$

где $U(t)$ — скалярная комплексная функция; $\mathbf{e}_1$, $\mathbf{e}_2$ — единичные ортогональные действительные векторы; μ_1, μ_2 — положительные числа, причем $\mu_1 + \mu_2 = 1$. Комплексный вектор $\mathbf{p} = \sqrt{\mu_1}\mathbf{e}_1 + i\sqrt{\mu_2}\mathbf{e}_2$ также является единичным, поскольку $|\mathbf{p}|^2 = \mu_1 + \mu_2 = 1$. Вектор $\mathbf{p}$ определяет положение эллипса поляризации сигнала в обычном (действительном) пространстве; $\mathbf{e}_1$, $\mathbf{e}_2$ задают направления, а μ_1, μ_2 — нормированные квадраты длин главных осей эллипса. Линейно поляризованный сигнал (6) является частным случаем (7) при $\mu_2 = 0$.

Из (7) следует также, что любые две пространственные компоненты $\mathbf{U}(t)$ являются линейно-зависимыми функциями (в общем случае с комплексным коэффициентом пропорциональности). Это позволяет использовать на практике для поиска вектора $\mathbf{p}$ методы корреляционного анализа. Для моделирования реального сигнала в правую часть (7) должна быть добавлена шумовая составляющая. В простейшем случае пространственно изотропного белого шума задача сводится к поиску комплексного единичного вектора $\mathbf{q}_0$, максимизирующего скалярное произведение $(\mathbf{q}, \mathbf{U}^*)^2$, который принимается за оценку $\mathbf{p}$. Величина $\mathbf{q}_0$ находится как собственный вектор ковариационной матрицы компонент $\mathbf{U}(t)$, соответствующий максимальному собственному значению.

Из-за ограниченных по вертикали размеров горизонтальных неоднородностей Земли пути, по которым распространяются различные спектральные составляющие поверхностных волн, могут не совпадать друг с другом. Поэтому результирующая запись может не являться эллиптически (линейно) поляризованным сигналом, даже если для каждой гармонической составляющей достаточно хорошо выполняется теоретическая связь поляризации с направлением фронта.

Для описания поляризации произвольного сигнала $\mathbf{U}(t)$ воспользуемся его фурье-преобразованием

$$\mathbf{K}(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{U}(t)\, e^{-i\lambda t}\, dt,$$

которое также является векторной функцией. Можно показать, что любой комплексный вектор $\mathbf{K}(\lambda)$ может быть записан единственным образом в виде произведения комплексного скаляра $K(\lambda)$ на единичный комплексный вектор $\mathbf{p}(\lambda)$, обладающий перечисленными выше свойствами. Тогда

$$\mathbf{U}(t) = \int_0^{\infty} \mathbf{K}(\lambda)\, e^{i\lambda t}\, d\lambda = \int_0^{\infty} \mathbf{p}(\lambda)\, \mathbf{K}(\lambda)\, e^{i\lambda t}\, d\lambda,$$

т. е. произвольный сигнал $\mathbf{U}(t)$ может быть единственным образом представлен в виде суперпозиции гармонических эллиптически поляризованных сигналов. Эллипс поляризации в этом случае оказывается функцией частоты и находится через компоненты вектора $\mathbf{K}(\lambda)$. Задача определения азимутальных аномалий по-

верхностных волн сводится к вычислению векторной комплексной функции $\mathbf{p}(\lambda)$ по спектру сигнала.

При наличии шума эта операция приводит к довольно неустойчивым результатам и требует дополнительной осредняющей процедуры. Сглаживания результатов можно добиться, аппроксимируя $\mathbf{K}(\omega)$ локально в окрестности каждой частоты эллиптически поляризованным сигналом с $\mathbf{p}$, не зависящим от частоты. Еще более высокой устойчивости результатов по отношению к шумам можно достигнуть, используя процедуру спектрально-временного анализа сигнала (СВАН) [4]:

$$S(\omega, t) = \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega, \lambda) K(\lambda) e^{i\lambda t} d\lambda. \tag{8}$$

При каждом фиксированном ω величина $S(\omega, t)$ является результатом линейной фильтрации сигнала $\mathbf{U}(t)$ фильтром с частотной характеристикой $H(\omega, \lambda)$. При выборе узкополосных фильтров с полосами пропускания, сосредоточенными вблизи ω, значения $S(\omega, t)$ в окрестности некоторого ω_0 определяются в основном значениями $K(\lambda)$ в окрестности $\lambda = \omega_0$. При детерминированном входе сигнал на выходе фильтра обычно локализован во времени. Случайный шум на выходе фильтра «размазан» во времени. Поэтому в окрестности максимума детерминированного сигнала на выходе фильтра достигается более высокое отношение сигнал/шум, чем в спектре на соответствующей частоте. Ограничивая полезный временной интервал $S(\omega, t)$, удается избавиться также и от детерминированных сигналов — помех, занимающих тот же частотный диапазон, но приходящих в другие моменты времени.

Поскольку $H(\omega, \lambda)$ — скалярная функция, операция (8) при воздействии на эллиптически поляризованный сигнал не меняет эллипса поляризации. Поэтому для оценки поляризационного вектора $\mathbf{p}(\omega_0)$ корреляционный анализ аналогично описанному выше может быть применен к пространственным компонентам $S(\omega, t)$ в области (ω, t) — окрестности ω_0 и времени, соответствующего максимуму сигнала на выходе фильтра $H(\omega_0, \lambda)$. Меняя ω_0 и соответствующим образом область для поиска корреляций, получим сглаженные оценки $\mathbf{p}(\omega)$ во всем спектральном диапазоне поверхностной волны. Вопрос о выборе формы и размера области (ω, t) окрестности ω_0 является достаточно сложным. Критерий выбора может опираться, например, на соотношение случайной ошибки и систематических сдвигов, возникающих в результате аппроксимации сигнала, эллиптически поляризованного с $\mathbf{p}$ и не зависящего от частоты.

До сих пор мы обсуждали вопросы измерения поляризационных характеристик, если на записи присутствует единственная поверхностная волна. На записях, полученных на небольших расстояниях от источника, поверхностные волны часто интерферируют. Некоторая информация о поляризационных характеристиках волн может быть получена и в том случае, когда интерферирующие де-

терминированные сигналы не могут быть разделены при помощи СВАНа.

Сумма двух эллиптически поляризованных сигналов не является эллиптически поляризованной, однако всегда может быть найден комплексный вектор s, ортогональный векторам **p** обоих интерферирующих сигналов. Для поиска вектора s может быть использована та же процедура поиска собственных векторов ковариационной матрицы компонент сигнала. Однако за оценку вектора s в этом случае принимается собственный вектор, соответствующий минимальному собственному значению.

Ограничимся частным, но наиболее интересным для практики случаем интерференции двух поверхностных волн: Лява (линейно поляризованной) и Рэлея (эллиптически поляризованной). Из ортогональности вектора s действительному поляризационному вектору волны Лява следует, что последний перпендикулярен к плоскости эллипса, задаваемого вектором s. Таким образом, направление поляризации волны Лява может быть определено и в случае, если она интерферирует с волной Рэлея. Вектор поляризации волны Рэлея при этом не может быть определен.

Тот же результат может быть получен и другим способом, не требующим поиска комплексного вектора. При этом используется дополнительная информация о горизонтальном направлении вектора поляризации волны Лява и одной из главных осей эллипса поляризации волны Рэлея. Последнее означает, что, изменяя фазу спектрального преобразования колебаний вертикальной компоненты на $\pi/2$, можно превратить волну Рэлея в линейно-поляризованный сигнал (не исказив волны Лява). Вектор s в этом случае ищется в действительной форме и задает плоскость суммарных колебаний. Направление поляризации волны Лява находится по пересечению найденной и горизонтальной плоскостей. Второй способ обладает тем преимуществом, что требует оценки методом наименьших квадратов всего трех параметров (действительный вектор), в то время как первый способ — шести (комплексный вектор).

На рис. 4 приведен участок записи станции Тикси поверхностных волн от землетрясения на Курильских островах. Для данной трассы характерны значительные азимутальные отклонения волн Рэлея.

Запись представляет довольно сложную интерференционную картину, главными составляющими которой являются основные гармоники волн Лява и Рэлея. Волны не отличаются ни занимаемыми ими временными интервалами, ни частотными диапазонами. Интерферирующие сигналы не удается в достаточной для интерпретации степени разделить и на диаграммах СВАН компонент (рис. 4), хотя по ним уже можно грубо выделить спектрально-временные области, занимаемые каждой волной. Это позволяет провести поляризационный анализ отдельно для волны Рэлея и для пары интерферирующих волн (области, использованные для поляризационного анализа, заштрихованы на рис. 4).

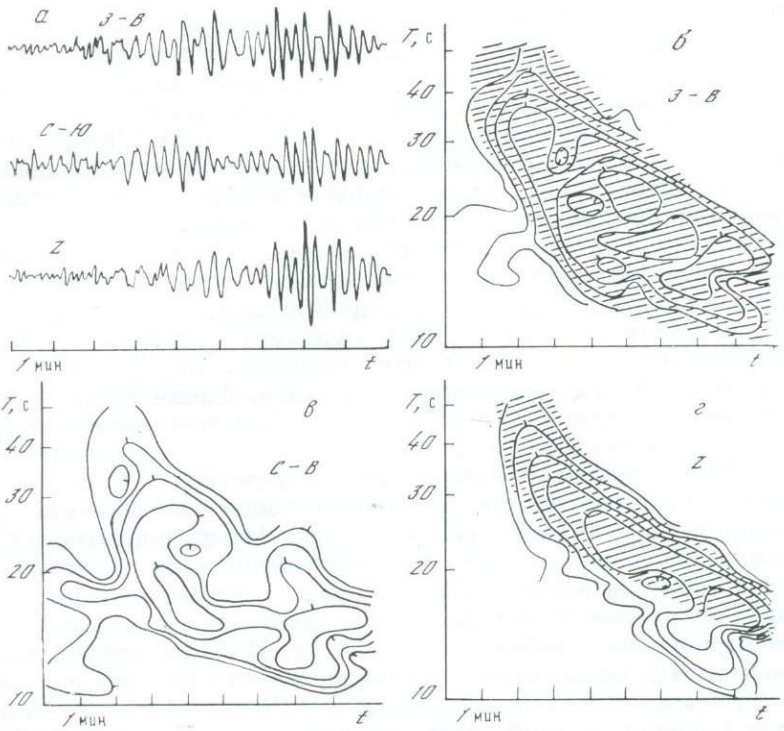


РИС. 4. Участок записи сейсмостанции Тикси (*а*) и СВАН-диаграммы компонент записи (*б—г*)

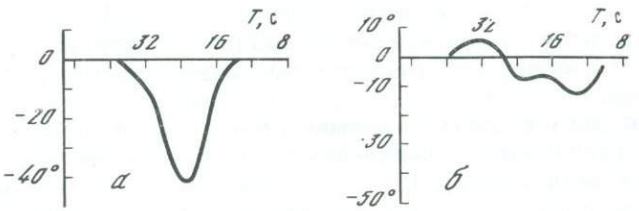


РИС. 5. Результаты поляризационного анализа

а — отклонения азимутов поляризации волны Рэлея от направления на эпицентр; *б* — отклонения азимутов поляризаций волны Лява от перпендикуляра к направлению на эпицентр

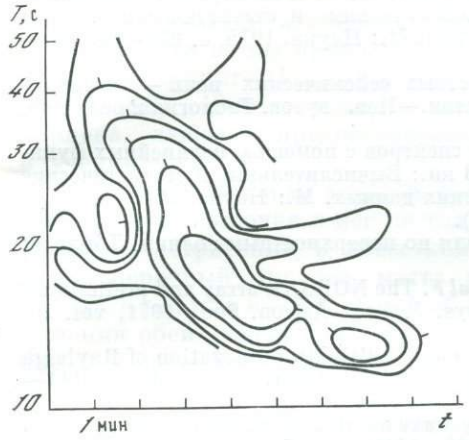
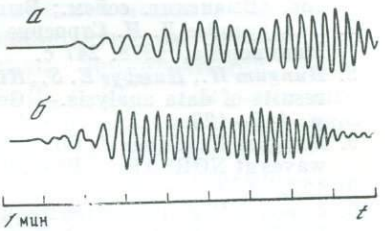


РИС. 6. СВАН-диаграмма проекции колебаний на горизонтальную ось подвижной системы координат

РИС. 7. Отфильтрованные волны Рэлея (*а*) и Лява (*б*), полученные в результате поляризационного анализа записи, приведенной на рис. 4



На рис. 5 приведены результаты поляризационного анализа. Максимум отклонения азимута поляризации волны Рэлея от направления на эпицентр достигается на периоде 22 с. На длинных (40 с) и коротких (15 с) периодах волна Рэлея поляризована вблизи направления на эпицентр (рис. 5, *а*). Азимутальные аномалии волны Лява значительно меньше и не превосходят 10° (рис. 5, *б*).

Для лучшего разделения волн суммарное колебание проецируется на подвижную (как функция частоты) ортогональную систему координат, одна из осей которой «следит» за направлением волны Рэлея, а другая лежит в горизонатальной плоскости. Напомним, что это возможно, поскольку волна Рэлея превращена в линейно-поляризованный сигнал изменением фазы вертикальной компоненты на $\pi/2$. СВАН-диаграмма проекции колебаний на горизонтальную ось подвижной системы координат приведена на рис. 6. На ней четко выделяется волна Лява. На рис. 7 приведены разделенные таким образом и дополнительно отфильтрованные записи волн Рэлея и Лява. Мы видим, что сочетание поляризационного и спектрально-временного анализа позволяет получить информацию об азимутальных отклонениях поверхностных волн и параллельно выделить обе волны — Лява и Рэлея — из весьма сложно запутанной записи.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бертоссен К. А., Левшин А. Л., Ратникова Л. И.* Региональные исследования земной коры Евразии поверхностными волнами, регистрируемыми группой НОРСАР.— В кн.: Математические модели структуры Земли и прогноз землетрясений. М.: Наука, 1981. (Вычислит. сейсм.; Вып. 14).
2. *Гамбурцев Г. А.* О корреляционных методах изучения землетрясений. ДАН СССР. 1953, т. 92, № 4, с. 747—749.
3. *Гамбурцев Г. А., Гальперин Е. И.* Методика работ по корреляционному методу изучения землетрясений.— В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 381—389.

4. *Ландер А. В., Левшин А. Л., Писаренко В. Ф.* О спектрально-временном анализе колебаний.— В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1975, с. 236—249. (Вычислит. сейсм.; Вып. 6).
5. *Левшин А. Л.* Метод поверхностных сейсмических волн — состояние и ближайшие перспективы развития.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 8, с. 92—111.
6. *Писаренко В. Ф.* Об оценивании спектров с помощью нелинейных функций от матрицы ковариаций.— В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, с. 263—286. (Вычислит. сейсм.; Вып. 6).
7. *Сихарулидзе Д. И.* Строение Земли по поверхностным волнам. Тбилиси: Мицниереба, 1978. 247 с.
8. *Bungum H., Husebye E. S., Ringdal F.* The NORSAR array and preliminary results of data analysis.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, vol. 25, p. 115—126.
9. *Bungum H., Capon J.* Coda pattern and multipath propagation of Rayleigh waves at NORSAR.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1974, vol. 9, p. 111—127.
10. *Capon J.* High resolution frequency-wave number spectrum analisis.— Proc. IEEE, 1969, vol. 57, N 8, p. 1408—1418.
11. *Capon J.* Application of detection and estimation theory to large array seismology.— Ibid., 1970, vol. 58, N 5, p. 760—770.
12. *Capon J.* Analysis of Rayleigh — wave multipath propagation at LASA.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, vol. 60, N 5, p. 1701—1731.
13. *Crampin S.* Distinctive particle motion of surface waves as a diagnostic of anisotropic layering.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 46, p. 193—197.
14. *Green P. E., Frosch R. A., Rowney C. F.* Principles of an experimental large aperture seismic array (LASA).— Proc. IEEE, 1965, vol. 53, p. 1821—1853.
15. *Levshin A. L., Berteussen K.-A.* Anomalous propagation of surface waves in the Barents Sea as inferred from NORSAR recordings.— Geophys. J. Roy. Astron., Soc., 1979, vol. 56, p. 97—118.

УДК 550.34.06(09)

В. В. Белоусов, Б. А. Борисов, Г. И. Рейснер

ВЛИЯНИЕ ТРУДОВ Г. А. ГАМБУРЦЕВА НА РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМАМ СЕЙСМИЧНОСТИ

Среди разнообразных научных интересов Г. А. Гамбурцева проблемы сейсмичности и прогноза землетрясений заняли большое место только в последние годы его недолгой жизни, однако в его трудах содержится всесторонний анализ состояния и перспектив развития этих проблем. Перечитывая теперь статьи и заметки Гамбурцева и сопоставляя его высказывания с результатами, полученными в течение последних десятилетий, можно видеть, насколько силен был импульс, который академик Гамбурцев дал исследованиям по проблемам сейсмичности, и насколько велико

и плодотворно влияние его работ на то, в каких направлениях стали развиваться эти исследования.

В этой статье мы приводим короткие выдержки из статей, помещенных в книге «Г. А. Гамбурцев. Избранные труды» (М.: Изд-во АН СССР, 1960), а также используем заметки из архива Гамбурцева, любезно предоставленные нам его вдовой, друзьями и учениками.

Проблему прогноза землетрясений академик Гамбурцев понимал широко, включая в нее не только прогноз момента возникновения землетрясений в известном сейсмоактивном районе, но и долгосрочный прогноз места и силы землетрясений, ожидаемых в той или иной крупной области [6, с. 427]. Для успешного решения обеих задач необходимо выработать научное представление о физических условиях возникновения землетрясений.

В настоящее время эти две задачи — оценка сейсмической опасности (в том числе сейсмическое районирование как база для всех остальных исследований в этой проблеме) и прогноз времени возникновения землетрясений — являются наиболее важными для работ по предотвращению разрушительного воздействия ожидаемых сильных землетрясений.

В нашей стране подготовка нормативных карт сейсмического районирования началась с 40-х годов и, обобщая первый опыт этой работы, Г. А. Гамбурцев со всей прямотой писал в 1955 г., что, несмотря на отдельные достижения, «методы сейсмического районирования еще очень несовершенны и зиждятся пока на шатких основаниях» [6, с. 427]. Вместе с тем он вполне отчетливо видел пути, по которым должно идти совершенствование методов прогноза места и силы ожидаемых землетрясений. «В дальнейшем, по мере накопления наших знаний о природе землетрясений и об условиях их возникновения, роль сейсмостатистики должна уменьшаться и соответственно главное значение должны получить твердо установленные физические и геологические критерии сейсмичности. В этом основная задача развития методов сейсмического районирования» [6, с. 431]. Упоминание о геологических критериях сейсмичности в приведенной цитате закономерно: Г. А. Гамбурцев неоднократно подчеркивал, что землетрясение — не случайное событие, что это проявление тектонической жизни земной коры и подкорового вещества [7, с. 437]. Очаг землетрясения формируется в недрах Земли на больших глубинах, и одна из конечных целей геологических исследований, связанных с проблемами сейсмичности,— непосредственно проникнуть в существо процессов подготовки землетрясений. В настоящее время мы имеем мало инструментов для анализа геологических процессов, развивающихся на больших глубинах, поэтому необходимо искать связи между глубинными и поверхностными геологическими явлениями. Установив такие зависимости, можно сделать вывод о том, какие технически осуществимые наблюдения пригодны для оценки особенностей глубинных процессов, и, собрав необходимые сведения, найти способ их суммарного учета. Только такой под-

ход, позволяющий связать воедино глубинные процессы и их поверхностные проявления, может быть эффективным при прогнозе сейсмической опасности [1].

Необходимость использования геологических данных неуклонно подчеркивается в документах, разрабатываемых на начальных этапах каждого цикла исследований по составлению новой нормативной карты сейсмического районирования СССР.

Идеи Г. А. Гамбурцева были логичны и хорошо обоснованы, они поставили проблему сейсмического районирования на твердую почву. Однако их конкретная реализация в практике проведения работы по составлению нормативных карт происходила медленно. Можно даже отметить, что и поныне существует известный разрыв между декларируемыми представлениями о большой роли геологических данных в системе проведения сейсмического районирования и конкретными методами их использования для этой цели. Это противоречие — одна из причин того, что до сих пор ни одна из подготовленных нормативных карт сейсмического районирования территории СССР не избежала тяжелейших ошибок типа «пропуск цели».

Нам представляется, что недостаточно полное воплощение идей Г. А. Гамбурцева, особенно на первых этапах работ по прогнозу места и силы землетрясений, было частично обусловлено методической неподготовленностью участвовавших в них специалистов по сейсмотектонике: способы учета геологической информации для выделения зон возникновения землетрясений были весьма несовершенны. Вместе с тем в работах Г. А. Гамбурцева мы находим наряду с отмеченными выше общими положениями о связи геологических и сейсмических явлений вполне конкретные рекомендации по характеру этих связей. Внимательное изучение этих рекомендаций помогло бы избежать ошибок, допущенных в разработке методов сейсмического районирования с привлечением геологических данных.

Г. А. Гамбурцев, например, отмечал, что, по всей видимости, нельзя найти «такое явление, которое одно, в отрыве от других признаков, окажется достаточным для предсказания момента землетрясения» [6]. И хотя это высказывание относится к проблеме прогноза времени, оно в равной мере справедливо и для прогноза места и силы землетрясений. Иными словами, речь идет о множественности геологических причин, вызывающих землетрясение, а следовательно, и о множественности геологических критериев сейсмичности, анализ которых необходим для прогноза. Напомним, что 20—25 лет назад предпринимались попытки поиска «универсального» критерия сейсмичности (например, градиент скорости вертикальных тектонических движений). Однако в настоящее время вряд ли кто-нибудь возьмется оспаривать положе-

[1] Г. А. Гамбурцев придавал большое значение внедрению метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в изучение геологии больших глубин и считал важным одновременно учитывать материалы как поверхностных, так и глубинных наблюдений.

ние о необходимости использования широкого комплекса исходных геологических данных для подготовки нормативных карт сейсмического районирования. В этот комплекс входят материалы историко-структурного анализа, сведения о новейших, молодых, голоценовых и современных тектонических движениях, а также данные о различных аномальных геофизических полях.

Другой пример: Г. А. Гамбурцев указывал, что признаки надвигающегося землетрясения (как и их причинные факторы — особенности геологической обстановки) не могут быть одинаковы в разных сейсмоактивных районах. Это положение и раньше развивалось многими специалистами в области сейсмотектоники, например в [11], однако заслуга Г. А. Гамбурцева заключалась в том, что он считал его (и совершенно справедливо) одним из важнейших при оценке потенциальной сейсмической опасности. Особенно важно не забывать этот вывод при проведении детального сейсмического районирования, когда необходимо оценивать потенциальную сейсмическую опасность дифференцированно: не для регионов в целом, а для отдельных геотектонических зон и участков внутри них.

Весь опыт развития работ по прогнозированию опасности сильных землетрясений показывает, что наиболее продуктивны именно те исследования, которые строятся на представлениях о тесной связи между тектоническим развитием и сейсмичностью. Многие из таких представлений впервые были четко сформулированы в трудах академика Г. А. Гамбурцева, весьма лаконичных, но чрезвычайно богатых перспективными идеями.

Очевидно, самое известное из таких представлений Г. А. Гамбурцева, получившее разностороннее развитие в последние десятилетия,— это представление о сейсмических швах, которые определялись как «глубинные зоны сочленения блоков земной коры (ослабленные зоны), отличающиеся той или иной степенью сейсмичности» [6, с. 428]. Простейшая модель сейсмического шва — это, по Гамбурцеву, «упругопластичный вертикальный или наклонный слой, прочность которого различна в разных частях, однако в среднем меньше, чем прочность блоков» [6, с. 428]. Такое представление о геологической позиции очагов крупных землетрясений стало стержневой идеей для поисков закономерностей в расположении этих очагов и для выделения тех самых «геологических критериев сейсмичности» — особых геологических признаков, характерных для мест, где могут формироваться очаги землетрясений определенного максимального энергетического уровня. Сейсмический шов не обязательно выходит на поверхность; с другой стороны, не каждый разрыв, рассекающий верхние горизонты земной коры, можно считать сейсмическим швом, даже если доказано, что по этому разрыву происходили «молодые» движения контактирующих блоков, но нет доказательств того, что эти движения сопровождались землетрясениями. Следовательно, геологические критерии сейсмичности могут быть установлены только путем тщательного сравнения фактических данных о лока-

лизации очагов землетрясений и о величине выделившейся во время этих землетрясений энергии с особенностями геологической обстановки. Эти особенности различны в разных геотектонических зонах, так что и геологические критерии сейсмичности не могут быть всюду одинаковыми. В одном месте признаком наличия сейсмического шва окажется высокий горизонтальный градиент скорости новейших движений, в другом — гравитационная ступень, а в третьем — присутствие даже обоих этих признаков не будет означать, что данный отрезок тектонического разрыва способен генерировать сильные землетрясения. Г. А. Гамбурцев неоднократно подчеркивал сложность задач геологического изучения сейсмичности и указывал, что никакие геологические соображения, не подтвержденные сейсмостатистикой, не могут дать ответ на вопрос о реальной сейсмической опасности [6, с. 431].

Высказывания Г. А. Гамбурцева о том, что реальная сейсмическая опасность не может быть оценена без материалов сейсмостатистики, означают по существу, что геологические данные могут быть использованы только для экстраполяции сведений о зарегистрированной сейсмичности в пространстве и что ключ для прогнозной оценки потенциальной сейсмической опасности дает сопоставление областей разного относительного сейсмического потенциала (по геологическим данным) с реальным распределением сейсмичности.

Г. А. Гамбурцев понимал ограниченность такого подхода к прогнозу места и силы землетрясений: в самом деле, нет никаких гарантий того, что в областях с тем или иным относительным сейсмическим потенциалом, установленным по геологическим данным, зарегистрированная сейсмичность соответствует максимально возможной. Этим обусловлено то, что в одной из приведенных выше цитат Г. А. Гамбурцев упоминает не только о геологических, но и о физических критериях сейсмичности, причем они поставлены на первое место. Под физическими критериями сейсмичности следует понимать те данные об интенсивности тектонических процессов и свойствах среды, которые могут быть получены или рассчитаны на основании изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Необходимость проведения этих работ была Г. А. Гамбурцеву совершенно ясна. В аннотации плана исследований на 1954—1959 гг. он писал: «Существенной частью вопроса о природе землетрясений является вопрос о внутреннем строении Земли, особенно о строении земной коры. Здесь стоят задачи изучения глубинной геологии сейсмоактивных районов и изучения тех особенностей в строении земной коры, которые отличают сейсмические районы от асейсмических».

При использовании геологических данных для прогноза места и силы землетрясений приходится предполагать стационарность (в целом для некоторой области, единой в тектоническом отношении) сейсмического режима. Иными словами, использование геологических наблюдений для оценки параметров сейсмичности оправдано только в том случае, если эндогенный процесс, эпизо-

дически проявляющийся в пароксизмах землетрясений, развивается достаточно давно и уже смог отразиться в особенностях геологической структуры, в облике горных пород, в аномалиях геофизических полей, в особенностях режима тектонических движений. Размышляя о закономерностях развития очаговых областей землетрясений, Г. А. Гамбурцев отмечал, что «весьма правдоподобна... гипотеза о постоянстве в среднем сейсмического режима определенной системы сейсмических швов для всей системы швов и за большой промежуток времени» [6, с. 428]. Приняв такую гипотезу, специалист неизбежно приходит к выводу, что изучение тенденций современного тектонического развития (а тенденции эти выясняются в результате детального историко-тектонического анализа) может много дать для обнаружения процессов, способных вызывать землетрясения, и для суждения об особенностях геологической структуры и о механических свойствах горных пород, т. е. о факторах, влияющих на величину максимальной энергии землетрясений в каждом конкретном районе.

За четверть века, прошедших со времени последних высказываний академика Гамбурцева, многое изменилось в подходе к оценке сейсмической опасности. Важным достижением следует считать то, что при сейсмическом районировании стали выделять не только области различной интенсивности сотрясений, но и зоны возникновения землетрясений различного энергетического уровня. Переход к энергетической характеристике, свободной от влияния нетектонических факторов, еще теснее сплотил усилия сейсмологов и геологов, разрабатывающих проблемы прогноза места и силы землетрясений. Вместе с тем он потребовал от этих специалистов проведения более конкретного и детального анализа геологических и сейсмических явлений для выяснения закономерностей пространственного распределения мест ожидаемых землетрясений различного класса. Сейсмологи, работая над повышением точности определения различных параметров сейсмического режима, перешли от представлений об эпицентрах к понятиям об очагах и очаговых зонах, т. е. к объемным моделям в земной коре и верхней мантии [16].

Геологам потребовалось существенно увеличить объем и детальность историко-тектонических, геолого-структурных, геоморфологических, геофизических и геодезических исследований, привлекать к анализу новые исходные данные. В первую очередь это относится к использованию информации по дешифрированию космических снимков для выделения важнейших ленеаментов, отражающих глубинное строение земной коры, к поискам методов оценки характера тектонических движений за сравнительно короткие интервалы геологической истории (плейстоцен и отдельные его века и голоцен). Дальнейшее развитие получили исследования по корреляции геологических и сейсмических явлений и поискам геологических критериев сейсмичности [1]. Благодаря усилиям иркутской школы в сейсмотектонике возникло новое направление — палеосейсмогеология [15]. Выявление и анализ палеосейсмо-

дислокаций позволили существенно расширить данные сейсмостатистики, что имеет важное значение для оценки сейсмической опасности в некоторых регионах нашей страны.

Обширный и чрезвычайно разнородный исходный геологический материал, привлечение которого было необходимо для прогноза сейсмической опасности, потребовал разработки новых способов учета этих сведений для выделения зон возникновения землетрясений с различной магнитудой. Принятие постулата о стационарности сейсмического режима позволило поставить задачу определения величины максимальной энергии, которая может выделиться при землетрясении в конкретной ограниченной области. Если такая максимальная энергия реально существует как конечная величина, то ее можно считать «удельным» свойством данной территории, функцией от параметров геологической обстановки. Для определения этой величины необходимо найти информативные параметры (т. е. те геологические характеристики, значения которых устойчиво различны для площадей с разной энергией возникающих землетрясений) и способы их комплексного учета. Надо отметить, что идея о том, что каждый район может быть охарактеризован своей максимальной энергией землетрясений, высказывалась Г. А. Гамбурцевым уже в 1955 г. [6, с. 430], однако с полной определенностью это представление было сформулировано только в начале 70-х годов, когда были выполнены работы по формализованному анализу особенностей геологической обстановки в областях с различной энергией отмеченных и ожидаемых землетрясений [5].

На рис. 1 и 2 показаны некоторые этапы оценки сейсмической опасности на основе анализа геолого-геофизических данных: обобщение первичных геологических материалов через их сопоставление с сейсмологическими данными и трансформацию в геологические критерии сейсмичности (рис. 1) к итоговой карте вычисленных значений магнитуды ожидаемых землетрясений (рис. 2).

Методические приемы, использованные для решения прямой и обратной задачи сейсмотектоники на материалах по Кавказу, Крыму, Карпатам и Южным Альпам, оказались достаточно эффективными: полученные карты распределения максимальной энергии ожидаемых землетрясений более детальны и имеют более конкретные геологические основания, чем прежние разновидности карт сейсмического районирования [2]. Данное направление не единственное в современной сейсмотектонике. Некоторые геологи видят в нем «механическое, формальное вычисление элементов (параметров) сложной природной среды» и считают, что при таком подходе нельзя учесть «сложные взаимосвязи различных геологических явлений» [13]. Едва ли это мнение можно считать справедливым по отношению к задачам обзорного сейсмического районирования, но при детальных работах действительно важна не формализация имеющихся данных, а ясность в вопросе о природе глубинного процесса, вызывающего землетрясения в данной конкретной области.

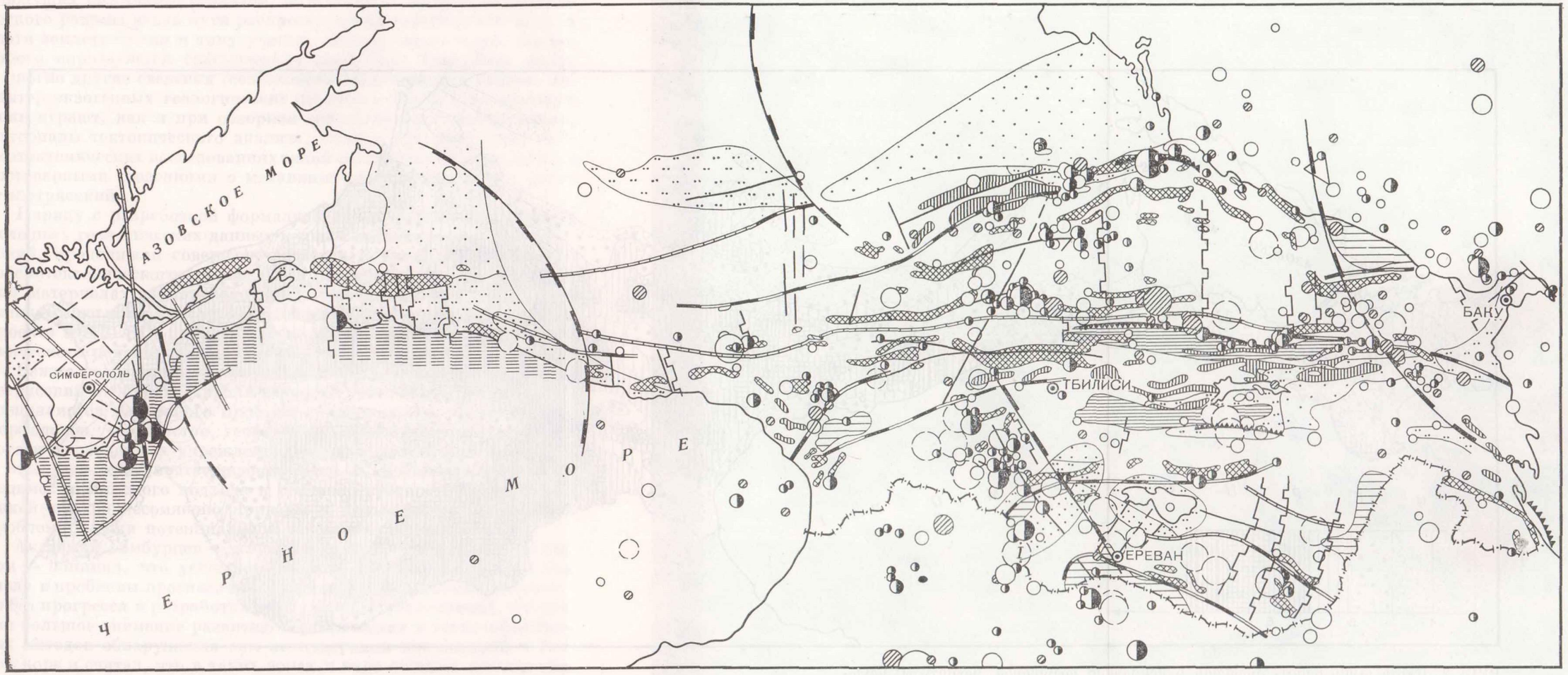


РИС. 1. Карта геологических критериев сейсмичности и эпицентров землетрясений Кавказа и Крыма, по Б. А. Борисову, Г. И. Рейснеру и В. Н. Шолпо [4]

Кружками обозначены эпицентры землетрясений, различных по магнитуде и по точности определения координат; другими условными обозначениями показаны геологические критерии сейсмичности: продольные и поперечные разломы, зоны контрастного сочленения, зоны перестройки тектонического режима, вулкано-тектонические депрессии и т. д.

Развитие идей Г. А. Гамбурцева

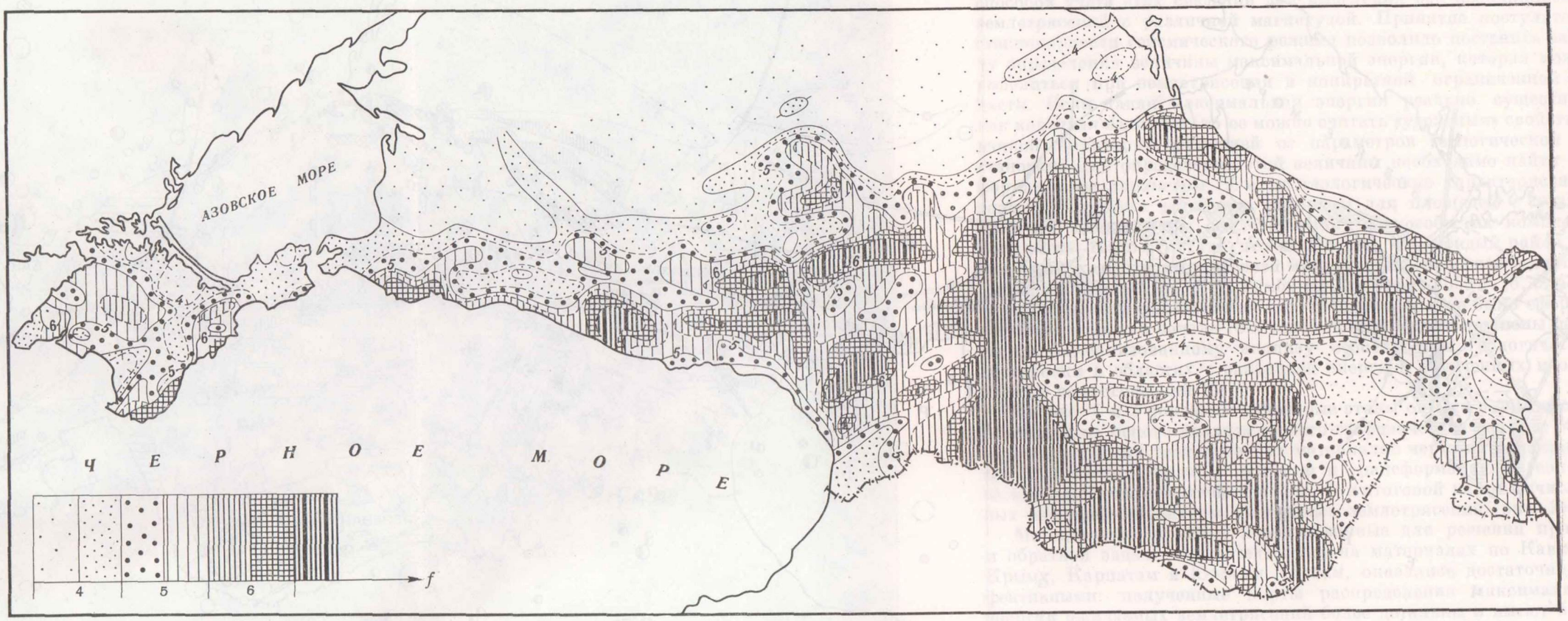


РИС. 2. Карта вычисленных значений максимально возможной магнитуды землетрясений Кавказа и Крыма, по Б. А. Борисову, Г. И. Рейснеру и В. Н. Шолпо [4]

Карта составлена с помощью метода нелинейных преобразований по формализованным материалам о распределении геологических критериев сейсмичности

Детальное сейсмическое районирование в идеале должно включать тщательный анализ тектонического развития структуры, могущей стать очагом землетрясения, установление источников и движущих сил такого развития, выяснение особенностей геологического разреза вдоль пути распространения сейсмических волн от очага землетрясения к тому участку земной поверхности, для которого определяется сейсмическая опасность. Требуется учесть и многие другие сведения (особенности гидрогеологии района, характер экзогенных геологических процессов и т. д .), но ведущую роль играют, как и при обзорном сейсмическом районировании, материалы тектонического анализа. Однако при детальных сейсмотектонических исследованиях такой анализ должен дополняться достоверными сведениями о механизме очага возникавших ранее землетрясений.

Наряду с разработкой формализованных методов перехода от исходных геологических данных к зонам возникновения землетрясений, продолжали совершенствоваться и традиционные методы сейсмотектонического анализа. Они разрабатывались на конкретных материалах по Кавказу, югу Европейской части СССР, Карпатскому региону, при осуществлении Балканского сейсмического проекта ЮНЕСКО, при подготовке новой прогнозной карты сейсмического районирования территории Болгарии [10].

Важно подчеркнуть, что проблема прогноза места и силы землетрясений в настоящее время решается усилиями большого числа специалистов различного профиля — сейсмологов, геологов, геоморфологов, геодезистов, геофизиков, математиков, которые работают в различных учреждениях во всех частях нашей страны. В этом еще одно подтверждение идей Г. А. Гамбурцева о необходимости широкого подхода к решению прогностических задач. Такой подход несомненно приведет к дальнейшему прогрессу в проблеме оценки потенциальной сейсмической опасности.

Академик Гамбурцев — крупный ученый с широким кругозором — понимал, что успешное решение частных проблем, в том числе и проблемы прогноза места и силы землетрясений, невозможно без прогресса в разработке ряда смежных направлений. Он уделял большое внимание развитию геологических и тектонофизических методов обнаружения зон концентрации напряжений в земной коре и считал, что в таких зонах и надо ожидать возникновения начальной подвижки, инициирующей образование в земной коре крупного скола — источника сейсмических волн [7]. Теоретические и экспериментальные исследования по тектонофизике [8] и по проблеме разрушения горных пород в условиях высоких давлений, приведшие к разработке представлений о последовательности физических процессов при формировании очага землетрясения [12], во многом основывались на взглядах Г. А. Гамбурцева.

В последнее время происходит, особенно в среде специалистов-геологов, некоторая трансформация взглядов на характер распределения напряжений в сейсмоактивном районе. Все чаще обращают внимание на тот факт, что для возникновения резкой

подвижки в недрах Земли необходимы не только аномально высокие касательные напряжения, но и локально развитые условия облегченного скольжения контактирующих блоков относительно другого [3]. Это означает, по-видимому, что в областях концентрации напряжений действительно должны существовать «ослабленные зоны» — зоны локального относительного растяжения, такие, например, которые возникают на крыльях или на своде растущего поднятия. Распределение напряжений в какой-то мере изменяется в момент землетрясения, но главные изменения вызываются самим процессом геологического развития и именно с этим процессом могут быть связаны миграция очагов землетрясения вдоль «сейсмического шва», флюктуации сейсмического режима и поочередная активизация соседних сейсмических швов (при общем постоянстве сейсмического режима для всей системы таких швов), о чем неоднократно писал Г. А. Гамбурцев [6, 7].

Геологические исследования, проводимые в комплексе работ по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений, имеют не только большое прикладное значение, но они способны, как писал Г. А. Гамбурцев, «существенно продвинуть вперед решение ряда крупных теоретических вопросов о строении земной коры и о процессах, происходящих в ней» [2]. Это понятно: такие исследования проводятся в самых сейсмичных местах нашей планеты, т. е. именно там, где (по выражению Б. Б. Голицына), вспыхивает в момент землетрясений тот фонарь, который освещает нам внутренние области Земли» [9]. Сейсмичность той или иной геологической структуры — это показатель ее сегодняшней геологической активности. Поняв закономерности сейсмического режима, можно судить и о ходе развития более общего геологического процесса. Успехи, достигнутые в последние годы в деле изучения глубоких недр Земли и характера происходящих там процессов, во многом обусловлены развитием детальных сейсмологических исследований, сочетающихся с анализом большого комплекса других геофизических и геологических данных. Можно только восхищаться той проницательностью, с которой Г. А. Гамбурцев предвидел заманчивые перспективы исследований, находившихся четверть века назад только в самом начале пути.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белоусов В. В., Сорский А. А., Бунэ В. И.* Сейсмотектоническая карта Европы. М.: Наука, 1968, с. 1—22.
2. *Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н.* Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 139 с.
3. *Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н.* Геологические условия очаговых зон сильных землетрясений.— В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 172—186.
4. *Борисов Б. А., Рейснер Г. И.* Сейсмотектонический прогноз максимальной магнитуды землетрясений Карпатского региона.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 5, с. 21—31.

[2] Материалы к докладу на заседании Президиума АН СССР 12 марта 1954 г. Архив Г. А. Гамбурцева.

5. *Бунэ В. И., Турбович И. Т., Борисов Б. А., Гитис В. Г.* и др. О методе выявления связи магнитуды землетрясений с тектоническими параметрами района.— ДАН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 553—556.
6. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 427—435.
7. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 436—443.
8. *Гзовский М. В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, ч. 1, 2, № 2, с. 141—160; № 3, с. 273—283.
9. *Голицын Б. Б.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. 490 с.
10. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
11. *Мушкетов Д. И.* Опыт сейсмического районирования в СССР.— Тр. Сейсмол. ин-та, 1933, № 33, вып. 1. 17 с.
12. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясения. М.: Наука, 1978. 232 с.
13. *Николаев Н. И.* Проблемы изучения, прогноза и предупреждения землетрясений.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 81—92.
14. *Рейснер Г. И.* Геологические методы прогнозирования сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 173 с.
15. *Солоненко В. П.* Палеосейсмология.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9, с. 3—16.
16. *Шебалин Н. В.* Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения.— В кн.: Сейсмические исследования для строительства: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1971, вып. 14, с. 50—78.

•

УДК 550.34.551.24

Ю. В. Ризниченко

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕКТОНИКА[1]

Из этой большой темы за последние годы особое внимание к себе привлекли два вопроса. Первый — определение величины максимальных возможных землетрясений K_{max} в том или ином месте, одного из важнейших показателей, необходимых для оценки сейсмической опасности с целью сейсморайонирования. Второй — роль сейсмичности в современных тектонических движениях, одна из генеральных линий участия сейсмологов в многостороннем международном наступлении на проблемы геодинамики.

Проблема максимальных возможных землетрясений. Особую остроту проблема установления величины максимальных возможных землетрясений приобрела при составлении новой уточненной карты сейсморайонирования СССР (СР-78) [21]. Приведенные здесь идеи, понятия и методы представляют собой только часть результатов той огромной работы, которая была выполнена под эгидой Комиссии по разработке новых количественных методов оценки сейсмической опасности (КСО) при Совете по сейсмологии и сейсмостойкому строительству АН СССР (МСССС) большим коллективом специалистов, работающих в геофизических и гео-

[1] Из архива Ю. В. Ризниченко. Публикуется впервые.

логических институтах АН СССР и национальных учреждениях Министерства геологии СССР.

Остановимся кратко на некоторых общих положениях современных представлений о сейсмической опасности. Проблема оценки и учета возможной сейсмической опасности имеет два основных аспекта.

Изучение сейсмической погоды — прогноз отдельных больших землетрясений во времени, по месту и величине.

2. Сейсмический климат — прогноз долговременной средней сейсмической опасности по месту и величине, а также по средней частоте, вероятности появления событий [11], т. е. сейсмическое районирование. Геологические данные, относящиеся к обстановке, сложившейся за длительное геологическое время, касаются главным образом сейсмического климата, а не сейсмической погоды.

Долговременная средняя сейсмическая опасность в том или ином пункте земной поверхности определяется частотой и интенсивностью сейсмических сотрясений. Ее вероятностной мерой является сейсмическая сотрясаемость — средняя частота повторения этих сотрясений [7, 8]. Максимальная возможная интенсивность, или максимальная балльность, связанная с энергетической величиной максимальных возможных землетрясений K_{max} или M^2_{max} [6, 9], — лишь один из ее показателей.

При подготовке новой карты сейсморайонирования территории СССР устаревший основной критерий сейсмической опасности — максимальная балльность сотрясений был дополнен сведениями о вероятности сотрясений разной силы, не только максимальных возможных, но и других, более частых и потому, быть может, не менее опасных.

Бо́льшая часть элементов, необходимых для расчета сотрясаемости, обеспечивается сейсмологией. Сюда входят сведения о подземной, очаговой сейсмичности и о зависимости интенсивности сейсмических сотрясений от расстояния до очага. Долговременную среднюю очаговую деятельность в любой объемной области под землей в простейшем случае можно определить тремя параметрами: 1) коэффициентом связи между численностью очагов землетрясений разной энергетической величины; 2) A — величиной сейсмической активности, т. е. средней частоты возникновения в единичной пространственной области очагов фиксированной энергетической величины K_0; 3) K (или магнитудой M) в очаге максимального возможного землетрясения этой области [5]. Два первых параметра чаще всего устанавливают по представительным данным инструментальных сейсмических наблюдений. Решение же труднейшей задачи: установление величины K_{max} или M_{max} максимального возможного землетрясения в том или ином месте требует дополнительной информации, которая обеспечивается методами геофизики, геологии с геоморфологией, геодезии и геохимии.

[2] $K = \lg E$, где E — сейсмическая энергия землетрясения в Дж, M — магнитуда.

Первыми в нашей стране учеными-геологами, изучавшими месторасположения землетрясений, были отец и сын Мушкетовы [3, 4]. В их работах не только прогнозировались места уже произошедших землетрясений, но и обсуждались их технические причины.

Важный шаг вперед в этом направлении сделал в 1946 г. Г. П. Горшков [2], введя в сейсморайонирование прием геологической экстраполяции. Он стал считать сейсмоопасными не только места, где уже возникали известные землетрясения, но и более обширные области с предположительно «однородными» в геологическом отношении условиями. Если хотя бы в одном месте такой «однородной» области наблюдалось большое землетрясение, то допускалось, что такое же землетрясение потенциально возможно в любом месте этой области. Этим конструктивным прогнозным приемом позже стали пользоваться систематически и геологи и сейсмологи.

Значительный этап в пересмотре принципов и разработке методики сейсморайонирования возглавил Г. А. Гамбурцев [1]. Его программная статья по прогнозу землетрясений, включая сейсморайонирование, появилась в 1955 г. В основу методики сейсморайонирования он положил три гипотезы: 1) сейсмический режим за время около 100—1000 лет является постоянным; 2) очаги землетрясений приурочены к зонам глубинных разломов, или к «сейсмическим швам»; 3) сильное землетрясение, очаг которого возник в одном из мест сейсмического шва, является показателем возможной сейсмичности не только всего шва в целом, но и связанных с ним других швов. В сущности, формулировка последней гипотезы является перефразировкой и некоторой, хотя и рискованной, конкретизацией того же принципа геологической экстраполяции; рискованной потому, что далеко не каждый глубинный разлом активен, необходимо еще, чтобы он был живым, т. е. сейсмичным.

Признавая важность учета геологических данных при сейсморайонировании (геологические и геоморфологические критерии сейсмичности — контрастность вертикальных новейших движений, пересечение структур и др.). Гамбурцев вместе с тем отмечал, что «до недавнего времени возможности геологических методов при решении задач сейсмического районирования явно завышались» и «все геолого-геофизические показатели имеют относительный и качественный характер», «не всякий сейсмический шов (глубинный разлом?) является сейсмогенетичным в настоящее время» и «кроме сведения о происшедших сильных землетрясениях нет в настоящее время других достоверных показателей степени сейсмической активности сейсмических швов». Эти положения Гамбурцева были приведены так подробно потому, что они как нельзя лучше отображают сохраняющееся вот уже свыше 20 лет и ставшее традиционным представление о геолого-геофизических основах сейсморайонирования. Этот огромный в наше стремительное время испытательный срок свидетельствует о здравости и прогрессивно-

сти в свое время прежнего подхода. Но теперь, как мы считаем, он уже во многом устарел или во всяком случае требует основательного критического пересмотра и существенного дополнения новыми идеями и возможностями.

Развиваемый новый подход можно назвать в широком смысле корреляционным. Он состоит прежде всего в сборе количественных показателей, которыми характеризуется то или иное место на Земле в отношении его сейсмичности, геофизических полей и других показателей и в отыскании с помощью методов математической статистики по возможности более устойчивых взаимных связей между параметрами долговременной средней сейсмичности и различными другими факторами. Это проводится по большим массивам наблюдений в весьма разнообразных условиях. Из анализа, выполняемого вполне определенными вычислительными методами, делаются количественные заключения о потенциальной сейсмичности тех мест, где сейсмические данные отсутствуют или где они считаются недостаточно представительными для характеристики долговременной средней обстановки. Последовательный количественный подход позволяет одновременно с получением результата оценивать степень его достоверности и точности.

Следует заметить, что при новом подходе совершенно отпадает необходимость выделения так называемых однородных, квазиоднородных и других зон. Прием выделения таких зон был не только самым конструктивным, но и самым слабым местом прежнего сейсморайонирования, потому что при учете многих переменных факторов с увеличением их числа становится все труднее находить достаточно большие области, где все эти факторы можно считать примерно одинаковыми. Квазиоднородность какой-либо зоны, если она объективно существует, может проявиться в результате исследования, а не постулироваться заранее.

Целесообразность использования для определения величины K_{max} по комплексным геолого-геофизическим и иным данным никогда не вызывала сомнений. Но вначале в качестве первого шага для этой цели была использована чисто сейсмологическая информация. Проверялась гипотеза: максимальные землетрясения K_{max} в исследуемом месте тем больше, чем больше сейсмическая активность A всех землетрясений в области, окружающей это место. Размеры области выбирались в прямой зависимости от проверяемой величины K_{max}. Затем значения энергетических величин K наблюденных землетрясений, главным образом близкие к максимальным наблюдениям в своей области, сравнивались со средней активностью A на площадке, окружающей эпицентр. Строились корреляционные поля точек A, K в системе координат $\lg A$, K. На этих полях почти все наблюденные точки попадали в определенную часть координатной плоскости. Граница между заполненной точками и свободной от них частями плоскости представляет «предельный контур», который и дает искомую зависимость $K_{max}(A)$. Если теперь средняя активность в интересующем нас месте известна, то, пользуясь этим контуром, можно решить

обратную задачу: предсказать, какое в этом месте возможно максимальное землетрясение K_{max}. Интересно, что зависимость $K_{max}(A)$ оказалась довольно стабильной, в первом приближении не зависящей от характера геологического строения и тектоники областей. За редкими локальными исключениями эта зависимость дает хорошее приближение к реальности в большинстве сейсмических регионов СССР (Закарпатье, Молдавия, Крым, Кавказ, Копетдагская зона, большая часть территории Средней Азии и Прибайкалья, Якутия, Магадан, Сахалин, Камчатка [20]). Она оказалась приемлемой и для некоторых зарубежных территорий (Италия [10], Карпато-Балканский регион [14], Калифорния [13]).

Определение K_{max} по сейсмической активности A является главным начальным нулевым приближением к решению этой задачи количественным корреляционным методом. Кроме того, имеются следующие дополнительные контролирующие и корректирующие методы определения K_{max}: корреляционный способ Н. В. Шебалина [22] установления K_{max} или M_{max} по толщине сейсмоактивного слоя и длине сейсмогенной зоны; корреляционные способы, использующие карты в изолиниях высот или скоростей вертикальных неотектонических и современных движений и гравитационные аномалии [12]. Для расчета величины K_{max} могут быть использованы и другие геолого-геофизические данные.

Способы получения общего комплексного результата K_{max} по совокупности значений K_{max} могут быть различными, начиная с простейших способов определения среднего взвешенного и кончая более сложными приемами математической статистики: многомерными корреляциями или различными модификациями метода распознавания образов.

В настоящее время расчеты K_{max} по комплексным сейсмологическим и геолого-геофизическим данным выполнены по большинству сейсмических регионов СССР, и эти значения K_{max} вошли в расчеты сотрясаемости [20]. Но работы по количественному определению K_{max} по комплексным данным в регионах нельзя считать завершенными. Уточнение карт максимальных возможных землетрясений будет продолжаться по мере освоения имеющейся богатой информации в процессе ее постоянного пополнения разнообразными все более детальными и точными данными наблюдений.

Расчет сейсмотектонических движений. Рассмотрим вопрос деформирования за длительный период больших областей земной коры и верхней мантии, где возникает множество очагов землетрясений. Этот процесс условно назовем тектоническим течением горных масс. Можно различать две компоненты этого течения: непрерывную — пликативные дислокации и прерывную — дизъюнктивные дислокации. К ним относится и сейсмичность. Однако следует подчеркнуть, что не все разрывные дислокации сопровождаются землетрясениями. Часть разрывных дислокаций осуществляется посредством крипа. Мы выделили из разрывных движе-

ний лишь сейсмические, доступные наблюдению и изучению средствами и методами сейсмологии. Часть деформации крупных областей коры и мантии из-за совокупности землетрясений за продолжительное время назовем сейсмическим течением горных масс.

Для расчета параметров сейсмического течения нужно исходить из сейсмологических данных двоякого рода. Во-первых, необходимы сведения о параметрах долговременного среднего сейсмического режима: наклон графика повторяемости, сейсмическая активность A, величина максимального возможного землетрясения $K_{\max}$. Во-вторых, сведения о «механизме очагов» — направлениях главных осей растяжения и сжатия снятой деформации в очагах. Используется также корреляционная связь между сейсмическим моментом M_0[3] и величиной землетрясения] K или M.

Нас будет интересовать ход деформаций в подвижной, сравнительно легко деформируемой промежуточной области между взаимно смещающимися сравнительно жесткими плитами с обеих сторон. Область каждого будущего очага вначале деформируется непрерывно (отчасти упруго), а затем происходит сейсмогенный разрыв. В этот момент процесс может быть охвачен сейсмическими наблюдениями и его параметры рассчитаны.

Из существующих представлений о механизме очага остановимся на двойном диполе без результирующего момента. Это очень схематизированное представление, но его преимущество заключается в том, что оно позволяет без особого труда из обыкновенных массовых сейсмических наблюдений установить все необходимые для расчета величины и провести его численно до конца. Главная особенность этой модели — направления растяжения и сжатия, которые устанавливаются однозначно. Направления же плоскости разрыва устанавливаются неоднозначно. Выделение из двух плоскостей действующей требует более сложных наблюдений и расчетов.

Представим объемный очаг или элемент области в виде сферы. Непосредственно перед землетрясением область очага находится в упруго деформированном состоянии, которое снимается землетрясением. В этом состоянии сфера переходит в эллипсоид с осями, направленными вдоль главных удлинений и укорочений. При этом деформированный сферический очаг переходит в один и тот же эллипсоид, независимо от ориентации плоскости разрыва.

В [15] было показано, что один разрыв в объемном очаге можно рассматривать как предельный частный случай множества параллельных ему разрывов. При этом можно требовать, чтобы суммарный сейсмический момент M_0 для сложного очага оставался таким же, как для простого. От сложного разрывного очага при бесконечном увеличении числа разрывов можно перейти в другом

[3] Сейсмическим моментом M_0 землетрясения называется произведение площади разрыва в очаге на величину смещения по этому разрыву и на модуль сдвига.

пределе к непрерывной деформации. Эта общая деформация полностью определяется направлениями главных осей растяжения и сжатия и соответственно смещениями вдоль них и не зависит от направлений плоскости скалывания. В этом отношении, как это ни парадоксально, сброс и пологий надвиг эквивалентны. Образование над очагом холма или впадины зависит только от направления осей растяжения и сжатия по отношению к вертикали: близвертикальное растяжение — холм, близвертикальное сжатие — впадина. Близгоризонтальные растяжения и сжатия не толкуются в этом смысле однозначно: близгоризонтальное сжатие может вызывать и холм, и горизонтальный сдвиг без холма или впадины.

Рассмотрим пространственно-временную область $\Omega = SL$ горных масс длиной L и поперечным сечением S. Пусть за время t в этой области действуют $j = 1, 2, 3, \ldots, m$ очагов и все очаги имеют одинаково направленные главные оси растяжения и сжатия снятых деформаций и напряжений, и, следовательно, одинаково направленные главные оси тензоров сейсмических моментов M_0 очагов. Тогда тензор скоростей деформаций V_{iK} сейсмического течения горных масс выражается следующей общей формулой:

$$V_{iK} = \frac{1}{2\mu\Omega t} \sum_{j=1}^{m} M_{0iKj},$$

где μ — модуль сдвига.

Если бы мы располагали хорошей статистикой распределения землетрясений по M_0, то суммирование можно было бы выполнить непосредственно. Но в настоящее время более надежна статистика землетрясений по их энергетической величине K (или магнитуде M). Поэтому была предложена система формул для расчета V_{ik} [16], основанная на совместном использовании всех имеющихся данных о механизмах очагов, которые устанавливаются по методике А. В. Введенской для очагов типа «плоский сдвиг», и об энергетике долговременной средней сейсмичности, характеризуемой параметрами долговременного среднего режима.

На основе этой теории для области Вранча на Карпатах был проведен расчет вертикальных и горизонтальных компонент скорости деформации сейсмического течения [18] с последующим сопоставлением между скоростями деформации в вертикальной плоскости и скоростями современных вертикальных движений по данным геодезии и геоморфологии. На карте вертикальных движений, построенной по сейсмологическим данным, ярко вырисовывается область наибольших поднятий собственно в районе Вранча и область наибольших опусканий в районе Одобешты. Геодезическая информация хорошо описывает поднятие в районе Вранча, но остается невыразительной в районе Одобешты.

Несколько ранее [15, 17] был произведен расчет и построение карты вертикальной компоненты скорости сейсмического течения для Кавказа и Байкальской рифтовой зоны.

В области главного Кавказского хребта рельеф карты вертикальных сейсмотектонических движений напоминает поверхностный рельеф гор, но без денудационных врезов. Отображаются Куринская и Каспийская впадины — здесь над очагами возникают опускания. Однако в отношении Джавахетского нагорья наблюдается обратная картина, его сейсмотектонический рельеф оказался достаточно сложным, тогда как поверхностный рельеф и гравитационное поле здесь не очень ярко выражены. Такое обратное соотношение может быть связано с более быстрым, чем в других местах, компенсационными движениями в этой области молодого вулканизма.

В Байкальской рифтовой зоне результаты расчета скоростей сейсмического течения подтверждают общеизвестное геологическое представление о превалировании в рифтовой зоне нисходящих движений. Сложная ситуация разнонаправленных движений выявляется именно на Туринском и Муйско-Чарском участках, где проявляются «нерифтовые» механизмы очагов землетрясений.

Остановимся на обсуждении величины скорости сейсмического течения. Только в случае очень высокой сейсмичности ($A = A_{10} \geqslant 1$, $K_{max} = 18$, $M_{max} = 8$) скорость сейсмотектонических движений приближается к 1 см/год. Такова обстановка в области желобов и островных дуг, где скорости сейсмического течения приближаются к средним скоростям расширения дна океанов около 1 см/год (в некоторых случаях 2—4 см/год). Такого же порядка скорости получились в области континентальной, весьма интенсивной подкоровой сейсмичности Вранча на Карпатах. В условиях же Кавказа эти скорости не превышают долей миллиметра в год и составляют около 1%, иногда до 10% скоростей современных вертикальных движений по данным повторных нивелировок и геоморфологии.

В Байкальской рифтовой зоне наибольшие абсолютные значения скорости опускания (около 2 мм/год) наблюдаются в средней части оз. Байкал (юго-восточнее оз. Ольхон) и на отдельных узко локализованных участках наиболее сейсмически активных Центрального и Муйско-Чарского районов рифтовой зоны. Такие скорости на порядок меньше полных средних скоростей современных тектонических движений в наиболее активных областях Земли.

Разработанные и совершенствуемые количественные методы изучения сейсмичности и сейсмической опасности (расчет максимальных возможных землетрясений K_{max} на основании комплексной сейсмогеологической, геофизической и геодезической информации) и призванные дополнить или в известном смысле заменить прежние описательные методы имеют в настоящее время в основном корреляционный, статистический характер. Это не означает, что мы стремимся лишь плавать по поверхности явлений, не заглядывая в их сущность. Без формирования общих физических, геологических и других представлений, конструирования вычислительных моделей явлений, отражающих их сущность, рациональная постановка статистических расчетов в данной области

вообще невозможна. Без сомнения, физическая, геологическая, причинная генетическая сторона исследований в этой области, уже теперь проявляющаяся, будет приобретать со временем все больший вес.

Выполненные в настоящее время расчеты скоростей вертикальных сейсмотектонических движений по сейсмологическим данным позволяют строить карты этих скоростей, сопоставимые с картами скоростей вертикальных неотектонических и современных движений. Проведенные сравнения показывают, что вклад сейсмического течения горных масс в современное тектоническое течение составляет около 1—10%. Сейсмическое течение может служить в определенной мере индикатором тектонического течения и с помощью корреляционных зависимостей давать его количественную оценку. Задачи дальнейших исследований в этой области состоят в опробовании разработанной методики на большом наблюденном материале, в разнообразных сейсмогеологических условиях, в получении карт сейсмотектонических движений для разных регионов и сопоставлении их с картами современных и новейших движений, а также в совершенствовании моделей расчетов, в частности, горизонтальных движений [19].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
2. *Горшков Г. П.* Землетрясения на территории СССР. М.: Географгиз, 1949. 118 с.
3. *Мушкетов И. В.* Опыт сейсмического районирования СССР.— Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 33, с. 1—17.
4. *Мушкетов Д. И.* Сейсмическое районирование Средней Азии.— Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 34, с. 1—26.
5. *Ризниченко Ю. В.* Об изучении сейсмического режима.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 9, с. 1057—1074.
6. *Ризниченко Ю. В.* О возможности расчета максимальных землетрясений.— Тр. ИФЗ АН СССР, 1962, № 25, с. 5—15.
7. *Ризниченко Ю. В.* От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 11, с. 1—12.
8. *Ризниченко Ю. В.* Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 5, с. 16—32.
9. *Ризниченко Ю. В.* Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана.— В кн.: Материалы выездной сессии ИФЗ АН СССР, октябрь 1964. М.: Наука, 1967, с. 36—51.
10. *Ризниченко Ю. В., Захарова А. И., Сейдузова С. С.* Сейсмичность и сотрясаемость Италии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 7, с. 3—19.
11. *Ризниченко Ю. В.* Максимально возможные землетрясения.— Земля и Вселенная, 1971, № 5, с. 2—10.
12. *Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А.* Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 64—85.
13. *Ризниченко Ю. В., Друмя А. В., Степаненко Н. Я., Онофраш Н. И.* Сейсмическая сотрясаемость Калифорнии.— Изв. АН СССР. Физика Земли., 1975, № 5, с. 3—24.

14. *Ризниченко Ю. В., Друмя А. В., Степаненко Н. Я.* Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца, 1976, с. 29—76.
15. *Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А.* Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 1, с. 23—31.
16. *Ризниченко Ю. В.* Расчет скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 10, с. 34—47.
17. *Ризниченко Ю. В., Кочетков В. М., Мишарина Л. А., Гилева Н. А.* Вертикальные сейсмотектонические движения в Байкальской рифтовой зоне.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 11, с. 41—53.
18. *Ризниченко Ю. В., Друмя А. В., Степаненко Н. Я., Симонова Н. А.* и др. Сейсмотектоническая деформация в области Вранча.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 180, с. 10—22.
19. *Ризниченко Ю. В., Соболева О. В., Кучай О. А., Михайлова Р. С.* и др. Сейсмотехническая деформация земной коры юга Средней Азии.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 12.
20. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука, 1979. 190 с.
21. Сейсмическое районирование территории СССР/Под ред. Г. П. Горшкова и В. И. Бунэ. М.: Наука, 1980. 307 с.
22. *Шебалин Н. В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 6, с. 12—20.

•

УДК 550.834.535.550.343.62(09)

С. И. Александров, А. Г. Гамбурцев, Н. Г. Гамбурцева, В. В. Кузнецов, А. В. Кулагин, А. В. Николаев, С. П. Стародубровская

МЕТОД СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОСВЕЧИВАНИЯ В ПРОБЛЕМЕ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Идея просвечивания сейсмоактивных зон с целью поиска предвестников землетрясений во временных изменениях скоростей сейсмических волн была высказана и опробована еще в конце прошлого века японским сейсмологом Омори. Он изучал разности времен пробега сейсмических волн местных землетрясений на четырех станциях в окрестностях Токио. В 1896 г. в этом районе произошло катастрофическое землетрясение, в течение нескольких лет наблюдались сильные афтершоки, так что район жил активной тектонической жизнью. Несмотря на то, что эффект изменения времен пробега волны перед землетрясением не был установлен, эти работы широко обсуждались в связи с гипотезой «сейсмического гистерезиса» Р. Кевеслигетти [22]. Б. Б. Голицын писал, что прогноз землетрясений становится на твердую физическую основу [10а]. Однако результаты первых просвечиваний оказались неудовлетворительными, а затем в работах этого направления был ровно полувековой перерыв.

В 1948 г. Г. А. Гамбурцев возобновил работы по сейсмическому просвечиванию сейсмоактивных зон на новой идеологической,

технической и методической основе. Была сформулирована следующая задача: «Изучение строения земной коры для правильной постановки опытов по выяснению существования в сейсмоактивных районах изменений во времени упругих свойств горных масс на больших глубинах». Этот цикл работ непосредственно был связан с задачей поисков методов прогноза землетрясений. На основании этих работ были выбраны такие пункты возбуждения и приема сейсмических волн, при которых волны, проникающие в фокальный слой, отчетливо выделяются на приемной сейсмической станции.

В качестве источника упругих волн были применены взрывы с оз. Иссык-Куль. Был сделан «подбор взрывпунктов... с целью проведения опытов по изучению изменения во времени скоростей упругих волн на большой глубине» [1]. Было показано экспериментально, что взрывы зарядов, подвешенных в воде, более стабильны, чем зарядов, уложенных на дно водоемов. Колебания регистрировались сейсмической станцией ГСЗ в диапазоне эпицентральных расстояний 80—150 км. В 1949 г. наблюдения были повторены при строгом воспроизведении всех параметров первого эксперимента. Таким образом, значимые изменения сейсмограммы могли быть связаны только с изменениями скоростей упругих волн. Постановка активного эксперимента с жестким контролем его параметров, планирование системы наблюдений, выбор просвечиваемых зон и характеристик проходящих волн — все это привело метод в соответствие с решаемой задачей и поставило его на современный научный уровень [8, с. 365—367].

К сожалению, эти работы не удалось продолжить, а годичного интервала оказалось слишком мало, чтобы судить о характере временных процессов. Также в связи с изучением сейсмоактивных зон была поставлена задача изучения микроструктуры сейсмических границ и особенно глубинных разломов и их стыков [8, с. 348—356, 427—435]. Были высказаны соображения о существовании связей неоднородностей в среде с параметрами волнового поля [8, с. 339—344].

Сведя воедино идеи Г. А. Гамбурцева, можно составить представление об общей идеологии просвечивания земной коры в целях решения прогнозных задач — это должны быть систематические просвечивания (режимные наблюдения), при которых сейсмические лучи проходят земную кору в разных направлениях, пересекая разломы (особенно их стыки) под разными азимутами. При этом должно осуществляться стабильное возбуждение колебаний. Наблюдения должны быть не только точечными, но и профильными или площадными [8, с. 371—373], хорошо, если трехкомпонентными [8, с. 374—377]. При исследованиях следует использовать волны разных типов и по ним определять изменение скоростей, однако не ограничиваться только измерениями времен

[1] Цитируются выдержки из отчетов Г. А. Гамбурцева и сотрудников о работах по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в районе Северного Тянь-Шаня за 1949—1950 гг.

пробега волн, но и исследовать их динамические характеристики [9; 8, с. 348—356].

За последнее время в СССР и за рубежом проведены десятки исследований по просвечиванию земной коры с целью прогноза землетрясений. Подробная библиография приведена в [11, 17]. В этих работах обсуждаются различные методические подходы к решению задачи и результаты измерений. Следует отметить, что в большинстве работ исследуются только кинематические параметры t_P, v_P, t_S, v_S, t_S/t_P, v_S/v_P, определяемые по первым продольным и поперечным волнам. Волны в последующей части записи изучались мало, причем природа их была неизвестна. В большинстве работ используются данные, полученные одиночными станциями или сейсмографами. Динамические параметры записей изучались в недостаточной степени.

Наиболее представительные результаты по определению пространственно-временных вариаций времен пробега и (в меньшей степени) амплитуд волн получены И. Л. Нерсесовым, А. В. Николаевым, М. В. Невским, Т. В. Мак-Эвилли [1, 4, 12, 13, 18, 19] и др. Результаты этих работ основаны на использовании площадной системы источников и пунктов приема и анализа флюктуаций времен пробега и логарифмов амплитуд. В. И. Мячкиным и Н. А. Долбилкиной приводятся некоторые выводы относительно результатов работ различных авторов и рекомендации по проведению работ методом просвечивания [11]. Эта статья содержит современную, объективную и не очень оптимистическую точку зрения на результаты работ по сейсмическому просвечиванию с целью прогноза. Такая точка зрения обусловлена тем, что данные об изменчивости скоростей сейсмических волн перед землетрясением весьма разнородны, часто приходится сталкиваться с противоречивыми ситуациями. Вопрос состоит в том, имеют ли место вариации параметров, не связанные с подготовкой землетрясений, возможно ли наблюдение аномалий в динамике волн.

Таким образом, вопрос о возможностях и результативности метода сейсмического просвечивания в проблеме прогноза до сих пор окончательно не решен.

Постановка задачи. По существу изучение изменений среды систематическими просвечиваниями является своеобразной дефектоскопией среды. Где находятся эти дефекты, с чем они связаны, как планировать наблюдения?

По существующим представлениям первичные временные изменения возникают в поле напряжений. Области среды, содержащие структурные и текстурные дефекты (поры, трещины, контрастные мелкомасштабные неоднородности) являются более чувствительными к изменению напряжений; здесь скорости сейсмических волн должны изменяться сильнее, чем в сплошных однородных средах.

В связи с таким представлением возникает много вопросов, и прежде всего, является ли зона разлома таким «чувствительным элементом»? С одной стороны, зона разлома представляет собой

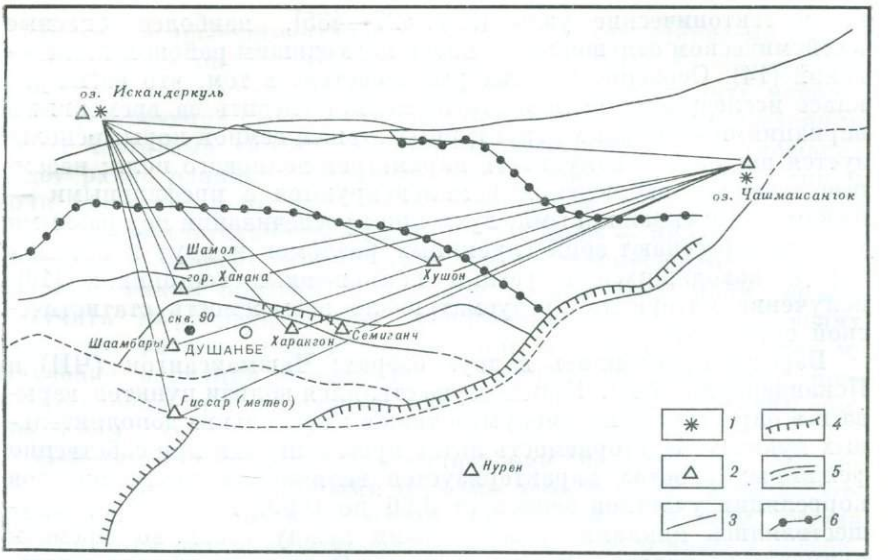


РИС. 1. Геолого-тектоническая ситуация и система наблюдений

1 — пункты взрыва; *2* — места установки сейсмостанций; *3* — направления азимутов просвечивания; *4* — внутричехольные и позднекайнозойские надвиги; *5* — региональные разломы первого порядка (гипоглубинные); *6* — конседиментационные каменноугольно пермские разломы, обновленные в альпийскую эпоху

сильно неоднородную область, характеризующуюся высокой плотностью дефектов. С другой стороны, живой разлом, по которому происходят подвижки, это поверхность если не свободная от напряжений, то во всяком случае с уменьшенными напряжениями по сравнению с теми, что действуют в массиве. «Неживой» разлом скорее всего залечен и эффекты изменения скоростей могут проявляться в нем не очень контрастно. Другие вопросы, требующие выяснения,— это представление о распределении временных изменений напряженного состояния среды с глубиной и по площади, их приуроченность к зоне подготовки большого землетрясения, характер фонового процесса, его связь с геотектоническими особенностями исследуемого района. Институтом физики Земли АН СССР была предпринята попытка экспериментальной реализации идей Г. А. Гамбурцева по просвечиванию земной коры с привлечением новых подходов и более широких и современных средств изучения структуры волновых полей, что позволяло рассчитывать на повышение эффективности метода. Работы проводились начиная с 1977 г. на территории Таджикской ССР совместно с Управлением геологии ТаджССР.

Район работ и методика исследований. В качестве района исследований выбрана сейсмоактивная зона Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов с сопутствующими системами разрывов разного порядка (рис. 1). Эта зона, содержащая глубинные разло-

мы и тектонические узлы [8, с. 427—435], наиболее опасные в сейсмическом отношении, явилась подходящим районом исследований [14]. Особенности этих работ состоят в том, что расширен класс исследуемых волн и это позволяет следить за временными вариациями отдельных структурных этажей земной коры; используется широкая совокупность параметров волнового поля; наземные точечные наблюдения комплексируются с профильными — наземными и скважинными; лучи при просвечивании под разными углами пересекают зоны глубинных разломов и идут в объемах пород, находящихся в разных напряженных состояниях [16]; получение материала предусматривало возможность статистической обработки.

Взрывы проводились в двух озерах: Чашмаисангок (ЧИ) и Искандеркуль (ИК). Прием осуществлялся вблизи пунктов взрыва и в окрестности Шаамбары, а также в нескольких дополнительных пунктах. Повторяемость актов просвечивания при собственно режимных работах характеризуется величинами коэффициентов корреляции участков записи от 0,96 до 0,99. Наблюдения осуществлялись циклами, разнесенными между собой во времени примерно на полгода. В каждом цикле (а он продолжался в течение трех-четырех недель) проводилось по 9—12 взрывов в каждом пункте возбуждения. Волновая картина расшифрована на основании данных предшествующих региональных исследований [21]. На записях выделены рефрагированные и отраженные продольные и поперечные волны, распространяющиеся в пределах разных структурных этажей земной коры и связанные с верхним неоднородным дислоцированным комплексом и гранитным слоем, с волноводом, с базальтовым комплексом, с границей Мохоровичича, а также обменные волны, связанные с различными границами.

Параметры волнового поля. Исследовались кинематические и динамические параметры волнового поля: времена пробега волн и их разности для разных структурных этажей, различные амплитудные соотношения, частотные характеристики разных участков среды, параметры поляризации. Анализировались величины, характеризующие разброс параметров, их корреляционные и структурные функции. В условиях неоднородных сред, содержащих резкие границы, динамические параметры волнового поля варьируют более сильно, чем кинематические. В связи с этим особое внимание обращается на определение вариаций динамических параметров и их флюктуаций.

Частотные характеристики среды являются одним из наиболее информативных способов ее описания [3, 20]. Они характеризуют фильтрующие свойства среды. При их экспериментальном вычислении как отношения спектров сигналов на выходе и входе фильтра (в данном случае среды, через которую проходит луч) исключается спектральная функция источника. В основном диапазоне частот относительная погрешность в вычислении частотной характеристики не меняется с частотой, отсюда ее форма вычисляется достаточно правильно [3].

Примеры экспериментальных частотных характеристик среды приведены на рис. 2. Использование частотных характеристик при обработке режимных наблюдений позволит оценить изменение фильтрующих свойств среды. При неизменившемся состоянии среды частотные характеристики не изменятся, их отношение будет равно единице. Фильтры, вычисленные по разным типам волн для одних и тех же интервалов разреза, дадут возможность оценить чувствительность разных типов волн — продольных, поперечных, обменных — к одним и тем же структурным элементам разреза. Таким образом, используя разные типы волн, можно получить дифференциальное представление о фильтрующих свойствах разных этажей земной коры и о всей коре в целом. Изучение вариаций отношения частотных характеристик позволит уловить и локализовать изменения в среде по этажам земной коры.

Отметим при этом, что при вычислении спектров волн, связанных с разными структурными этажами земной коры, используются данные, имеющиеся на одной сейсмограмме. В этом случае исключаются различия в условиях возбуждения и приема колебаний. В частности, такой подход может быть применен для обменных проходящих волн. Для их выделения эффективна операция поляризационного вычитания [2]. Примеры первичных и обработанных записей приведены на рис. 3. Видно, что обменные волны достаточно хорошо выделяются в зонах интерференции и могут быть использованы для последующего анализа.

Параметры поляризации: β — угол наклона главной оси эллипса поляризации с вертикалью, α — азимут проекции этой оси на горизонтальную плоскость, η — величина, характеризующая сжатость эллипса поляризации $\eta = E_1/(E_1 + E_2)$, где E_1 и E_2 — квадраты длин полуосей эллипса. Примеры определения параметров поляризации в зависимости от частоты [2] приводятся на рис. 4. Опыт работы с параметрами поляризации позволяет считать, что методика поляризационного анализа окажется перспективной для обработки данных долговременных наблюдений. Действительно, если при изменениях среды в зоне возможного очага землетрясения происходит изменение скоростей v_P и v_S, то должны изменяться и коэффициенты преломления, что повлечет за собой вариации параметров поляризации. В [7] показано, что эти параметры чувствительны к особенностям среды, но мало чувствительны к изменениям формы импульса в источнике. Это отличает названные параметры от других динамических параметров.

Наиболее качественные результаты измерения параметров поляризации могут быть получены при многоточечных трехкомпонентных наблюдениях в скважинах [5]. Такие наблюдения позволяют изучать поведение этих параметров как для отдельных реализаций, так и для их ансамблей и сумм. При этом уровень помех, связанных с приповерхностными неоднородностями, низок. Скважинные наблюдения приобретают особую ценность для измерения параметров поляризации нерегулярной части записи. Исследова-

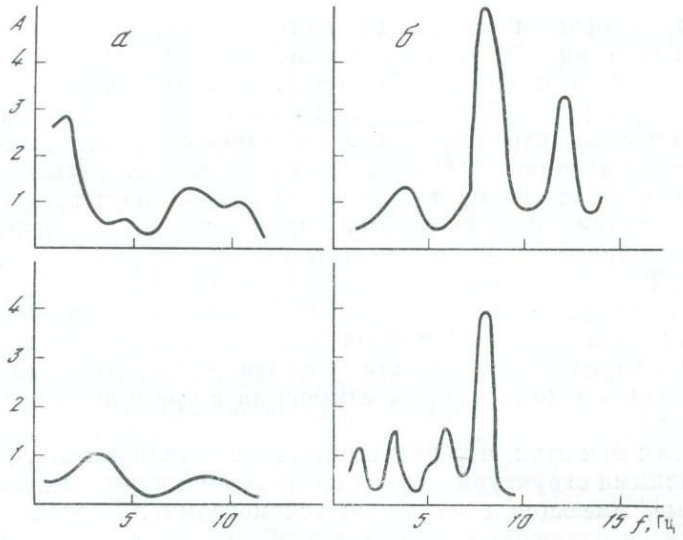


РИС. 2. Частотные характеристики среды, полученные при просвечивании земной коры волнами *Pg* вкрест (*а*) и вдоль или под косым углом (*б*) приразломной зоны

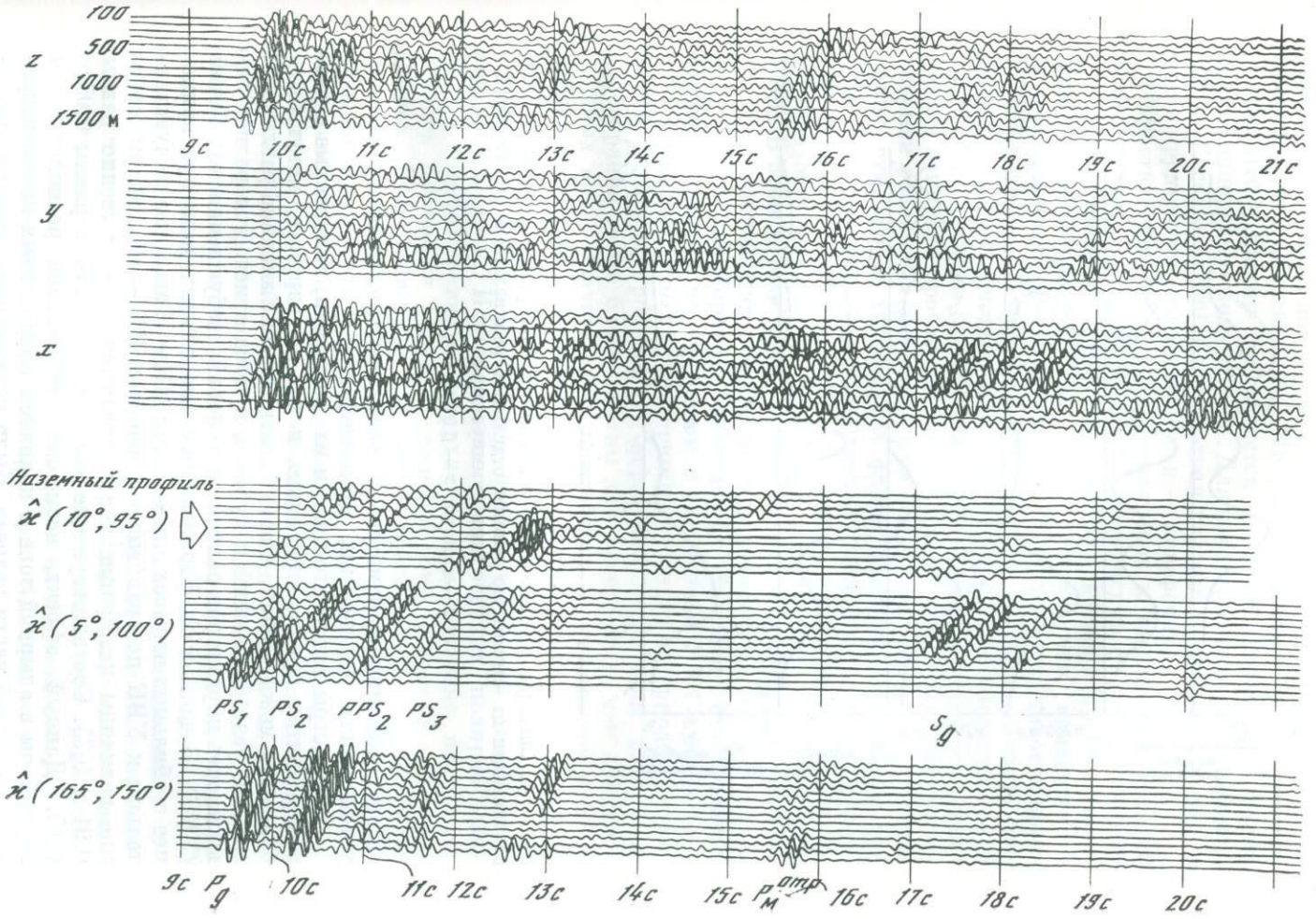
ния показали, что при наблюдениях в скважинах на достаточно больших глубинах нерегулярный шум имеет в основном глубинное происхождение и связан с неоднородностями, распределенными на больших глубинах.

Выбранная методика просвечиваний позволила составить представление о степени стабильности наблюдаемых параметров волнового поля в пространстве (т. е. насколько стабильны параметры при наблюдениях в разных точках, когда проводятся повторные взрывы) и во времени (собственно режимная задача).

Свойства и устойчивость параметров волнового поля в пространстве. По совокупности наблюдений при просвечивании геологических структур в разных азимутах и при расположении точек приема в разных сейсмогеологических условиях было установлено следующее. Свойства динамических параметров записи и их устойчивость в зависимости от условий возбуждения колебаний определяются фильтрующими свойствами глубинной части разреза и зоны выхода луча к дневной поверхности. При наличии контрастных неоднородностей в верхней части разреза изменения параметров в зоне выхода так велики, что нивелируют информацию о глубинном строении. Отдельно взятым сечениям свойственны

РИС. 3. Поляризационно-кинематическая структура волнового поля на вертикальном и наземном профилях

Сверху — *z*-, *y*-, *x*-компоненты, снизу — три сейсмограммы, обработанные способом поляризационного вычитания


100
500
1000
1500 м
z
9с
10с
11с
12с
13с
14с
15с
16с
17с
18с
19с
20с
21с
y
x
Наземный профиль
$\hat{x}$ (10°; 95°)
$\hat{x}$ (5°; 100°)
PS_1
PS_2
PPS_2
PS_3
S_g
$\hat{x}$ (165°; 150°)
P_g
$P_M^{отр}$

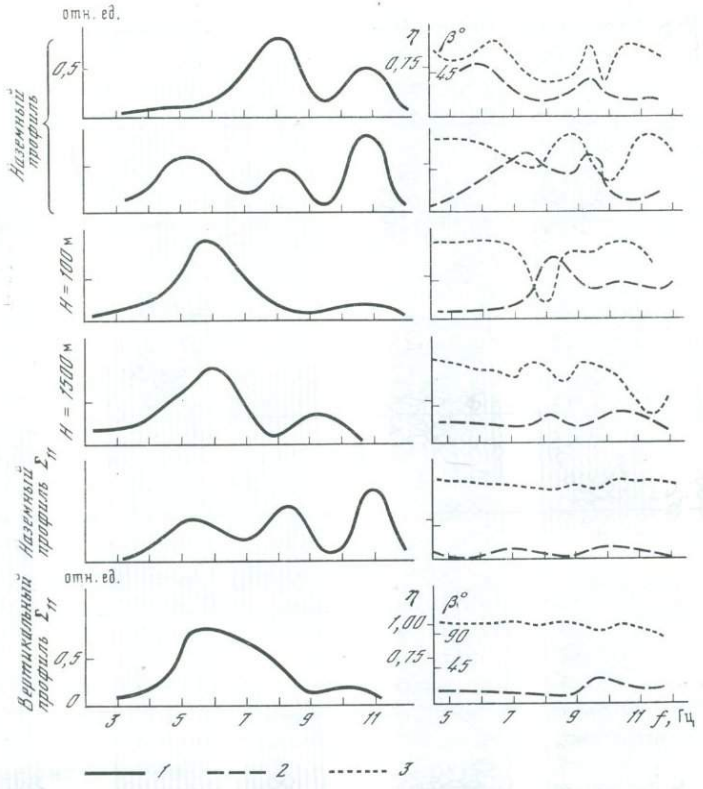


РИС. 4. Спектры z-компоненты и параметры поляризации волны $P_M^{\text{отр}}$ в зависимости от частоты по данным отдельных реализаций и после синфазного суммирования

1 — спектры; *2* — $\beta\,(f)$; *3* — $\eta\,(f)$

«свои» величины параметров и величины, характеризующие их устойчивость (дисперсии, стандарт).

Параметры волнового поля и их дисперсии, измеренные в разных пунктах приема при одних и тех же взрывах, могут быть близкими между собой, а могут статистически значимо различаться: для разных сечений и пунктов приема отмечается разная зависимость параметров записи от условий возбуждения колебаний (УВК). В частности, форма записи продольных волн при наименее стабильных взрывах для сечения ИК — Гиссар мало чувствительны к УВК по сравнению с сечением ИК — Шаамбары, средние величины коэффициентов корреляции соответственно равны 0,91 и 0,75. Соответствующие значения стандартов равны 0,05 и 0,15. Данный эффект, возможно, обусловлен расположением Шаамбары в адырной зоне и наличием контрастных неоднородностей в верхней части разреза. Было установлено, что при просве-

чивании разломных зон устойчивость свойств продольных и поперечных волн при изменении УВК разные. Например, для направления ИК — Гиссар наблюдается сильная зависимость формы записи поперечных волн от УВК. Для некоторых сечений (например, ЧИ — Гиссар) характерна обратная картина — большая устойчивость продольных волн и меньшая — поперечных.

Чувствительность разных параметров к изменениям условий возбуждения колебаний различна. Независимо от сечений наименее критичными параметрами оказались времена пробега волн. Изменчивость спектров волн более резкая, чем изменчивость коэффициентов корреляции. Анализ свойств и устойчивости параметров волнового поля для разных сечений позволил выявить связи между характеристиками записи и структурой просвечиваемой среды. Установлены соответствия между особенностями волнового поля и азимутом просвечивания разломных зон. Так, при просвечивании разломных зон вдоль или под косым углом к их простиранию отмечаются усложнения формы частотных характеристик (рис. 2), им свойственны сравнительно высокочастотные осцилляции и наличие острорезонансных пиков; наблюдается общая неустойчивость параметров записи в зависимости от изменений УВК. В этом случае форма записи сильно критична к изменению условия возбуждения колебаний. При пересечении систем разломов вкрест простирания наблюдается большая стабильность волновой картины по отношению к изменениям УВК и более простая форма частотных характеристик с большим периодом осцилляций. Условия прохождения через разломные зоны вкрест их простирания менее благоприятны для поперечных, чем для продольных волн. Значительная неустойчивость параметров волн S наблюдается при пересечении зоны мощных протяженных участков смятия, сколов, развития трещин.

Оценка условий формирования волн в зоне выхода луча к дневной поверхности. Использование многоточечных полярно-позиционных наблюдений на поверхности и в скважине позволило изучить изменения волновых полей в зоне выхода в условиях адыров. Было выяснено, что интенсивное поле нерегулярных волн, наблюдаемое при поверхностных наблюдениях в Шаамбары, вызвано генерацией вторичных волн, по-видимому, обменного или конверсионного типа (см. также [5]). Об этом свидетельствуют результаты спектрально-поляризационной обработки трехкомпонентных наблюдений во внутренних точках среды и на наземном профиле (рис. 4). Оказалось, что угол наклона главной оси эллипса поляризации с вертикалью β для внутренних точек среды мало зависит от частоты и близок к ожидаемому (10°). Угол β, измеренный для ряда точек наземного профиля, увеличивается в зависимости от частоты, в то время как должен был стать меньше угла для внутренних точек среды. Величина η, характеризующая сжатость эллипса поляризации, для внутренних точек среды близка к 1 и сильно уменьшается для точек на дневной поверхности в пределах рабочих частот спектров (рис. 4). Фактор рассеяния

может быть сильно уменьшен при предварительном синфазном суммировании волн, что также видно на рисунке. Любопытно, что имеет место эффект относительного усиления высокочастотных составляющих спектра при прохождении волн через верхнюю часть разреза. Этот эффект может быть обусловлен, например, частотной характеристикой сильноградиентной верхней части разреза [6] или нелинейными явлениями.

Временные вариации параметров. Вариации параметров во времени могут определяться двояко — путем проверки гипотез об изменении их средних значений и дисперсий между циклами и путем анализа флуктуаций параметров. Такие оценки проведены. Коротко результаты заключаются в следующем. С течением времени произошли изменения состояния среды: для сечения ИК — Шаамбары за период лето 1978 г.— лето 1980 г. наблюдалась тенденция к расширению в гранитном слое и к сжатию в волноводе и в базальтовом слое; для сечения ЧИ — Шаамбары — тенденция к расширению в гранитном слое и в волноводе. Вывод о существовании этих тенденций получен из интерпретации частотных характеристик слоев. Уменьшение или увеличение периода осцилляций частотных характеристик связано с уменьшением или увеличением размеров неоднородностей, слагающих исследуемую часть разреза. Мы предположили, что эти изменения в свою очередь связаны с процессами сжатия или разрежения в среде. Названные изменения состояния среды качественно согласуются со статистически значимыми изменениями времен регистрации волн в обоих сечениях в упомянутых структурных этажах. Полученные результаты согласуются также с данными о вариациях параметров поляризации, определенных при трехкомпонентных скважинных наблюдениях в конце 1978 и в конце 1980 гг. Величины углов подхода за этот промежуток времени несколько уменьшились, что соответствует уменьшению скорости в просвечиваемой среде. Приведем некоторые результаты определения статистически значимых изменений амплитудных соотношений для сечений Чашмаисангок — Шаамбары и Искандеркуль — Шаамбары по данным скажинных наблюдений на глубине 1500 м.

На рис. 5 приведены графики этих соотношений и доверительные интервалы при уровне значимости 5%. Последние определены по средним величинам амплитуд, снятых с одних и тех же трасс (использовались по 9—12 взрывов в цикле). Волны обозначены так: P_g — волна, рефрагированная в «гранитном» слое, $P_к$ — волна, отраженная от кровли волновода над «базальтовым» слоем, P_* — волна, отраженная от «базальтового» слоя, $P_M^{отр}$ — отражение от границы Мохоровичича, $P_M^{отр}p$ — волна, дважды отраженная: первый раз — от границы М, второй — от дневной поверхности.

Возможные различия в условиях возбуждения и приема колебаний не влияют на полученные величины. Это экспериментально подтверждается тем, что для отношения $A_{P_M^{отр}p}/A_{p_M^{отр}}$ значимых из-

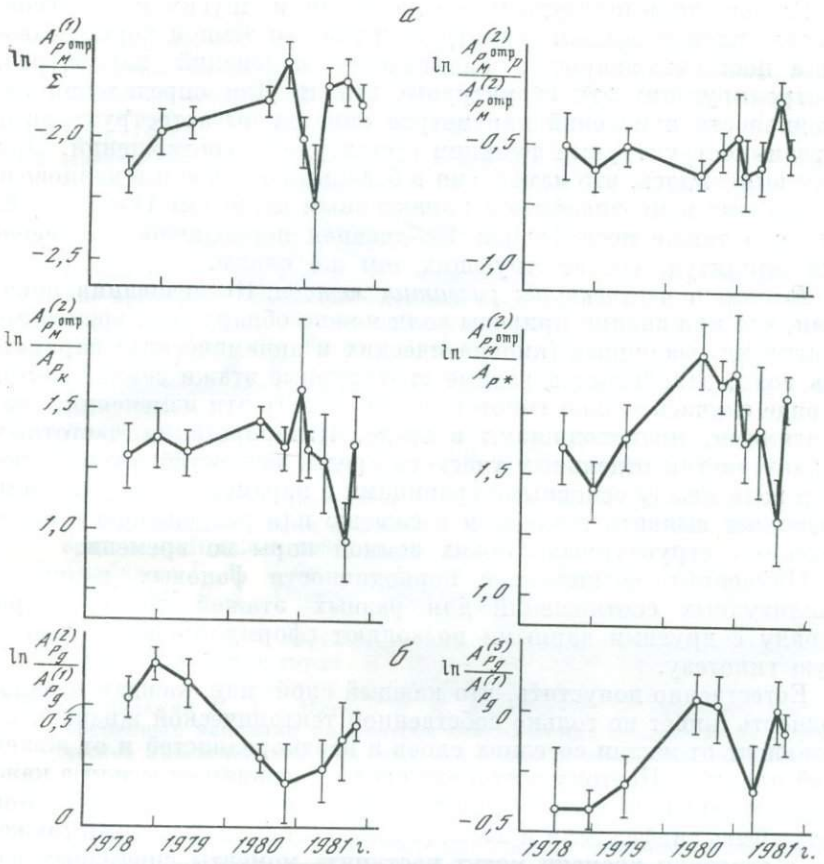


РИС. 5. Временной ход амплитудных соотношений для сечений Чашмансангок — Шаамбары (*а*) и Искандеркуль — Шаамбары (*б*)

Цифры, взятые в скобки, означают номер фазы волны, Σ — сумма амплитуд выделенных фаз волны

менений не получено. Отсюда также вытекает, что между точкой наблюдения и дневной поверхностью значимые вариации не имели места. Укажем также, что на контрольных записях, сделанных вблизи от пунктов возбуждения, форма записи первой волны между циклами значимо не меняется. Для ряда амплитудных соотношений, приведенных на рисунке, имеют место достаточно выраженные тенденции их постепенного роста или спада. Это означает, что с течением времени изменяется форма записи волн. Изменяются также отношения максимальных амплитуд разных волн и величины стандартных отклонений. На приведенных графиках видно аномальное поведение хода амплитудных кривых, соответствующих концу 1980 — началу 1981 гг. (землетрясение под г. Душанбе с магнитудой 5,5 произошло 16 декабря 1981 г.).

Изменения амплитудных соотношений и других параметров, относящихся к разным структурным этажам земной коры, позволили поставить вопрос о синфазности изменений параметров, контролирующих эти структурные этажи. Для определения периодичности изменений параметров определены автоструктурные и взаимноструктурные функции амплитудных соотношений. При этом выяснилось, что изменения в базальтовом слое и в волноводе происходят в противофазе с характерным периодом 11—12 дней. Найдена также несинфазная 160-дневная периодичность изменения амплитуд, соответствующих тем же слоям.

Выводы и перспективы развития метода. Исследования показали, что при знании природы волн можно обнаружить временные изменения различных (кинематических и динамических) параметров волн, заходящих в разные структурные этажи земной коры. В ряде случаев можно гипотетически связать эти изменения с изменениями, происходящими в среде. Интерпретация частотных характеристик отдельных участков среды, разностей времен пробега волн между основными границами и параметров поляризации позволяет выявить тенденции к сжатию или разрежению в определенных структурных этажах земной коры во времени.

Найденные несинфазные периодичности фоновых вариаций амплитудных соотношений для разных этажей земной коры наряду с другими данными позволяют сформулировать следующую гипотезу.

Естественно допустить, что каждый слой или каждая неоднородность живет не только собственной тектонической жизнью, но и зависит от жизни соседних слоев и неоднородностей и от жизни всей планеты. Поэтому состояние среды в каждом слое или в каждой неоднородности может варьировать во времени и эти вариации могут быть синфазными и несинфазными. Можно допустить также, что с течением времени могут наступить моменты синфазных изменений больших объемов среды. Возможно, возникновение сильных землетрясений связано с определенными соотношениями поведения отдельных объемов среды.

В связи с этим изменение степени несинфазности вариаций параметров, соответствующих разным объемам среды, возможно, станет одним из показателей приближающегося землетрясения [15].

Результаты описываемых работ являются начальной стадией исследований пространственных и временных вариаций волновых полей. Они позволяют высказать соображения по перспективам будущих работ. В первую очередь представляется необходимым совершенствование эксперимента в направлениях уменьшения временных интервалов между наблюдениями при использовании накапливания сигналов от маломощных невзрывных источников, увеличения количества приемных станций в каждом сечении (площадные наблюдения), увеличения объема скважинных трехкомпонентных наблюдений, использования цифровой аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аки К., Нерсесов И. Л., Николаев А. В., Седова Е. Н.* и др. Временные изменения флуктуаций амплитуд и времен пробега телесейсмической волны *P* на Гарм, Калифорнию, Ласа и Норсар.— В кн.: Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1978, т. 1, кн. 1, с. 171—183.
2. *Александров С. И.* Методы поляризационной обработки сейсмических сигналов: Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1979, вып. 22, с. 37—55.
3. *Берзон И. С., Епинатьева А. М., Парийская Г. Н., Стародубровская С. П.* Динамические характеристики сейсмичесикх волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 504 с.
4. *Вессон Р. Л., Нерсесов И. Л., Николаев А. В., Седова Е. Н.* Исследование временных изменений скорости продольных волн в северной Калифорнии.— В кн.: Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1978, т. 1, кн. 1, с. 57—80.
5. *Гальперин Е. И., Нерсесов И. Л., Воровский Л. М.* и др.— В кн.: Изучение сейсмического режима крупных промышленных центров. М.: Наука, 1978. 185 с.
6. *Гамбурцев А. Г.* О затухании и дисперсии объемных сейсмических волн в зоне малых скоростей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 4, с. 63—69.
7. *Гамбурцев А. Г., Александров С. И., Кузнецов В. В.* Использование параметров поляризации сейсмических волн при изучении неоднородных сред.— ДАН СССР, 1980. М., Т. 250, № 5, с. 1105—1108.
8. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
9. *Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат, 1959. 279 с.
10. *Гамбурцев Г. А.* О корреляционных методах изучения землетрясений.— В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 571—573.

10а. *Голицын Б. Б.* Лекции по сейсмометрии. СПб., 1912. 654 с.

11. *Долбилкина И. А., Мячкин В. И.* Результаты и проблемы изучения временных вариаций параметров сейсмических волн.— В кн.: Сейсмическое просвечивание очаговых зон в прогнозе землетрясений и геодинамике. М.: ИФЗ АН СССР, 1979, с. 8—25.
12. *Итон Д. П., Невский М. В., Николаев А. В.* Тонкая пространственная структура флуктуаций времен пробега телесейсмических волн P в Центральной Калифорнии.— В кн.: Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1978, т. 2, кн. 1, с. 81—94.
13. *Канамори Х., Фьюз Г., Невский М. В.* Временные вариации невязок времен пробега волны *P* на станциях Южной Калифорнии по данным карьерных взрывов.— В кн.: Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1979, т. 2, кн. 1, с. 95—123.
14. *Кондратьев О. К., Попов Е. А., Гамбурцев А. Г., Кузнецов В. С.* и др. Сейсморазведка очаговых зон.— В кн.: Сейсмическое просвечивание очаговых зон в прогнозе землетрясений и геодинамике. М.: ИФЗ АН СССР, 1979, с. 130—160.
15. *Кулагина М. В., Кулагин В. К., Николаев А. В.* Вариации отношения скоростей v_P/v_S во времени и пространстве по наблюдениям за землетрясениями и их причины. Душанбе, 1979. 65 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ 3.04.79, № 1570—79 Деп.
16. *Лукк А. А., Юнга С. Л., Шкляр Г. П., Соболева О. В.* и др. Сейсмотектоническая деформация Средней Азии и Казахстана.— В кн.: Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1981, с. 67—99.
17. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
18. *Нерсесов И. Л., Копничев Ю. Ф.* О возможности изучения напряженного состояния среды по динамическим характеристикам сейсмических волн

от близких землетрясений.— В кн.: Сейсмическое просвечивание очаговых зон в прогнозе землетрясений и геодинамике. М.: ИФЗ АН СССР, 1979, с. 162—184.
19. *Николаев А. В.* Сеймика неоднородных и мутных сред. М.: Недра, 1973. 174 с.
20. *Стародубровская С. П., Макушкина Т. С., Вилкова Э. К.* Физические предпосылки использования динамики отраженных волн для изучения некоторых пачек слоев.— В кн.: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1967, с. 87—106.
21. *Фихиева Л. М.* Глубинное строение Южно-Таджикской впадины по данным КМПВ.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 85—91.
22. *Kövesligethy B.* Sur L'hystereisis seismique. Meth. und Naturwise. Berichte aus Ungarn. Leipzig, 1908, B. 26, N 3.

•

УДК 550.343

В. И. Кейлис-Борок, Е. Н. Лукина,
И. М. Ротвайн, Т. В. Сидоренко

АНОМАЛЬНОЕ ГРУППИРОВАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

ВВЕДЕНИЕ

Г. А. Гамбурцев поставил прогноз землетрясений как проблему построения модели геодинамического равновесия Земли, закономерным проявлением которого являются землетрясения. В соответствии с такой постановкой проблемы первая научная программа исследований по прогнозу землетрясений, разработанная Г. А. Гамбурцевым, охватывала весьма широкий комплекс геофизических, геохимических и геологических полей. Среди них сейсмический режим занимал особое место: Г. А. Гамбурцев считал, что последовательность самих землетрясений содержит наиболее непосредственную информацию о процессе подготовки сильного землетрясения. И действительно, исследования сейсмического режима оказались исключительно плодотворны: с ними связаны пока немногочисленные воспроизводимые успехи и те надежды, которые кажутся сейчас наиболее обоснованными. Эти исследования разветвились к настоящему времени во многих направлениях. Среди них большое место занимает поиск эмпирических закономерностей, которые могли бы дать необходимые ограничения для построения модели последовательности землетрясений.

В настоящей статье рассматривается одна из таких закономерностей — аномальное группирование землетрясений в пространстве — времени — энергии.

Проявления такого группирования весьма разнообразны по характеру и масштабам: примеры групп сконцентрированных

в пространстве и времени — это афтершоки, форшоки и сейсмические рои. В больших интервалах времени и пространства проявляются такие формы группирования, как сейсмическая активизация крупных областей, миграция сейсмической активности, миграция землетрясений. Школа Г. А. Гамбурцева исследовала самые различные формы группирования землетрясений. Одна из них — последовательности афтершоков, начало которых содержит аномально много толчков. Она получила название «взрыв афтершоков». Здесь подводится итог исследованию «взрыва афтершоков» как долгосрочного предвестника сильных землетрясений.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Обозначим через t момент землетрясения, φ, λ, H — широту, долготу, глубину гипоцентра соответственно, M — магнитуду. Индексом j обозначим порядковый номер землетрясения в каталоге в порядке возрастания времени ($t_j < t_{j+1}$). Для идентификации афтершоков используем следующее правило.

Рассмотрим два землетрясения с порядковыми номерами i и k, $i < k$. Второе землетрясение будет считаться афтершоком первого, если

$$R_{i,k} \leqslant R(M_i);\ t_k - t_i \leqslant T(M_i);\ |H_i - H_k| \leqslant H(M_i);\ M_k \leqslant M_i, \tag{1}$$

здесь $R_{i,k}$ — расстояние между эпицентрами; $T(M)$, $R(M)$, $H(M)$ — эмпирические функции [7, 19]. Применяя это определение к каталогу землетрясений, начиная с первого землетрясения, мы разделим каталог на главные толчки и их афтершоки. Первое землетрясение всегда идентифицируется как главный толчок. Каждый последующий главный толчок можно идентифицировать, исключив афтершоки предыдущих главных толчков. Порядковый номер главных толчков обозначим индексом i. Если для двух главных толчков с номерами i_1 и i_2 ($i_1 < i_2$) выполнены только три первых условия из (1), то афтершоки i_1-го главного толчка исключаются только в период времени $t_{i_1} \leqslant t \leqslant t_{i_2}$. Это определение афтершоков грубое, но для наших целей оно достаточно.

Мы рассматриваем предвестники землетрясений с $M \geqslant M_0$; такие землетрясения называются сильными. Будем рассматривать все землетрясения в интервале глубин

$$H_1 \leqslant H \leqslant H_2, \tag{2}$$

главные толчки в интервале магнитуд

$$M_2 \equiv M_0 - a_2 \leqslant M \leqslant M_0 - a_1 \equiv M_1 \tag{3}$$

и их афтершоки в интервале магнитуд

$$M_0 - a_3 \leqslant M \leqslant M_i \text{ или } M_i - a_4 \leqslant M \leqslant M_i, \tag{4}$$

где M_i — магнитуда i-го главного толчка; a_1, a_2, a_3 и a_4 — числовые коэффициенты.

ТАБЛИЦА 1

Стандартные значения параметров предвестника B

Параметр	Для региональных каталогов [13, 14, 16, 17, 22, 23]	Для каталогов [12, 20]	Параметр	Для региональных каталогов [13, 14, 16, 17, 22, 23]	Для каталогов [12, 20]
R (M), км	50	100	H_2 км	60	100
T, г			a_1	0,1	0,1
$M \leqslant 5{,}4$	0,5	0,5	a_2	1,0	1,0
$5{,}5 \leqslant M \leqslant 6{,}4$	1,0	1,0	a_3	3,4	M_0
$M \geqslant 6{,}5$	2,0	2,0	e, ч	48	48
H_1, км	0	0	τ, г	3	3

Обозначим $b_i(e)$ — число афтершоков i-го главного толчка в течение интервала времени e после этого толчка, т. е. интервала от t_i до $t_i + e$. Предвестник «взрыв афтершоков» (B) определяется условием $b_i(e) \geqslant \overline{B}$, где $\overline{B}$ — некоторый порог.

Тревога (точнее, повышение вероятности сильного землетрясения) объявляется на период τ лет после обнаружения предвестника B. Тревога оканчивается после первого сильного землетрясения. Если оно не происходит в течение τ лет, то тревога считается ложной и снимается. Параметры предвестника B даны в табл. 1. Различия в их значениях для каталогов [13, 14, 16, 17, 22, 23] и [12, 20] вызваны различиями в точности определения магнитуд и координат гипоцентра землетрясений.

АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ

Южная Калифорния. Гипотеза о взрывах афтершоков как долгосрочных предвестниках была сформулирована при анализе землетрясений Южной Калифорнии [8, 18]. Проверить эту гипотезу по тем же данным для Южной Калифорнии нельзя, так как они были использованы для вычисления значений параметров, входящих в определение взрыва афтершоков.

Пока нет теории, которая позволила бы выбрать эти параметры априори. Численный эксперимент показал, что результаты устойчивы к вариации значений e, $R(M)$, $T(M)$, a_3 [4].

Глобальный тест. Для проверки указанной выше гипотезы взрывы афтершоков и сильные землетрясения были сопоставлены в ряде регионов при фиксированных значениях большинства параметров. К сожалению, для каждого региона пришлось попрежнему подбирать два параметра: магнитуду M_0, начиная с которой землетрясения считаются сильными, и порог $\overline{B}$ для диагностики взрывов афтершоков.

В различных регионах различна максимально возможная магнитуда, поэтому значения M_0 также должны различаться; раз-

ТАБЛИЦА 2

Сводка результатов применения предвестника B

Регион	M_0	Интервал времени, годы	N/N_0	T/T_0	n/n_0	Каталог
Южная Калифорния	6,5	1932—1980	6/8	22,2/49	11/16	[16, 17]
Северная Калифорния	6,2	1945—1980	4/5	10,6/36	5/8	[13]
Южная Япония	8,0	1926—1980	2/2	9,2/55	2/4	[14, 23]
Северная Япония	7,7	1940—1980	5/5	14,3/41	11/17	[14, 23]
Новая Зеландия	6,6	1940—1980	4/7	8,9/41	7/8	[22]
Чили—Аргентина	7,7	1960—1979	2/2	3,8/20	2/3	[20]
Боливия—Перу	7,7	1960—1979	1/1	3,6/20	1/2	[20]
Колумбия—Венесуэла	7,7	1960—1979	0/1	8,0/20	0/3	[20]
Центральная Америка	7,3	1960—1979	3/6	2,5/20	3/3	[20]
Новая Гвинея	7,5	1960—1980	1/2	3,2/21	1/2	[20]
Соломоновы острова	7,9	1960—1980	1/2	4,0/21	1/2	[20]
О-ва Санта-Крус	7,9	1960—1980	1/1	3,0/21	1/2	[20]
Новые Гебриды	7,7	1960—1980	1/2	0,5/21	1/1	[20]
Северо-Восточный Китай	7,9	1960—1978	2/3	2,0/19	3/3	[20]
Кавказ	6,0	1962—1978	/4	2,4/17	2/2	[12]
Памир	7,0	1962—1978	1/1	1,9/17	1/1	[12]
Камчатка—Командорские острова	7,0	1962—1978	3/4	3,7/17	4/4	[12]

Примечание. N, N_0 — соответственно число «предсказанных» и общее число сильных землетрясений; T, T_0 — соответственно длительность тревог и рассмотренного интервала времени, годы; n, n_0 — соответственно число взрывов афтершоков, попавших в интервалы τ лет перед сильными землетрясениями и их общее число.

личие в значениях $\overline{B}$ обусловлены особенностями каждого региона или его изученностью. Найти общий для всех регионов способ априорного выбора M_0 и $\overline{B}$ пока не удалось. В выборе границ некоторых регионов также есть известный произвол.

Рассмотренные регионы перечислены в табл. 2. Там же дана статистика основных результатов. На рис. 1—6 даны примеры применения предвестника B к регионам юго-западной части Тихого океана и Центральной Америки. Аналогичные данные для других регионов из табл. 2 можно найти в [2—6, 10].

Достоверность. Оценивая достоверность нашей гипотезы по статистике n (см. табл. 2), можно было бы на весьма высоком доверительном уровне отвергнуть простейшую нулевую гипотезу, что взрывы афтершоков возникают независимо от сильных землетрясений. Однако такая оценка была бы правомерна только тогда, когда M_0 и $\overline{B}$ выбираются априори или могут варьироваться в достаточно широких пределах. Этот вопрос подробно исследован

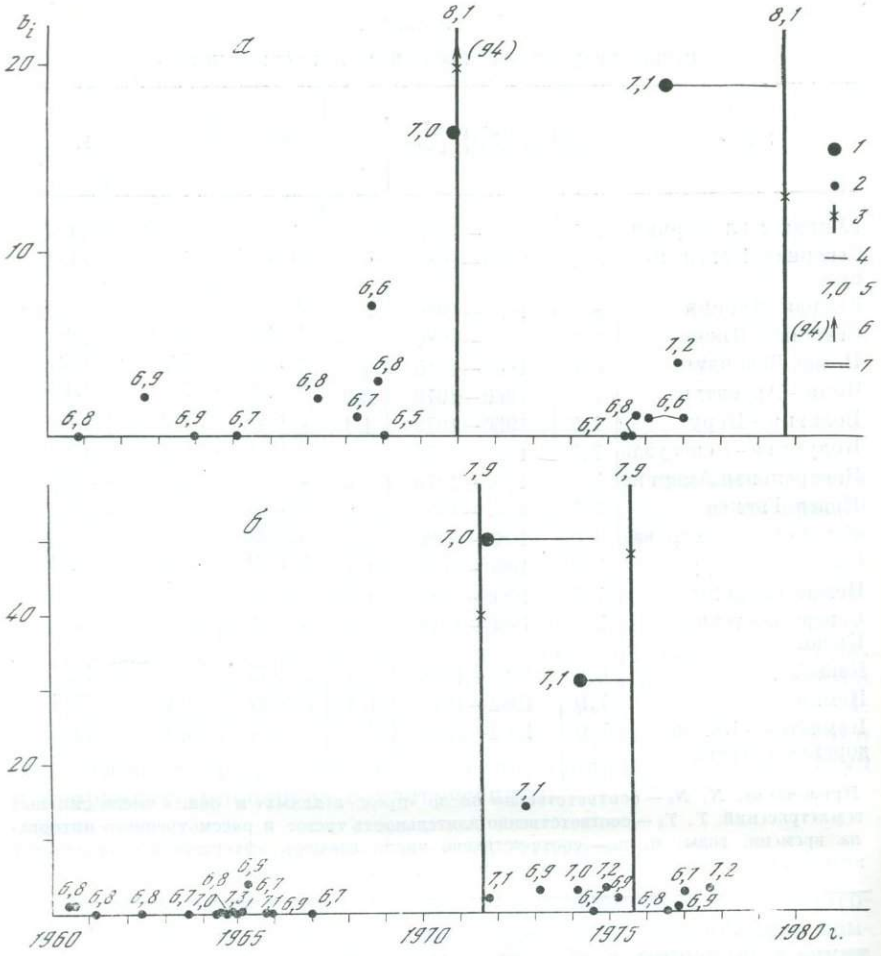
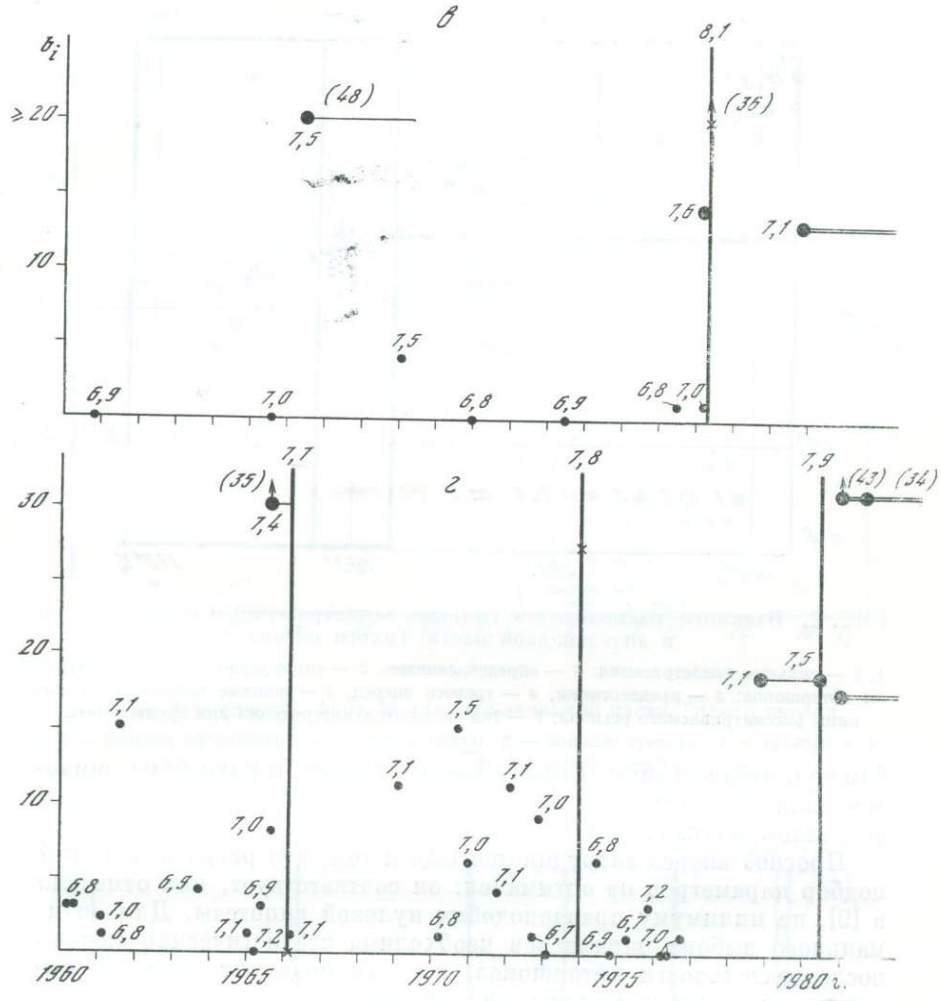


РИС. 1. Взрывы афтершоков и сильные землетрясения юго-западной части Тихого океана

а — Новая Гвинея; *б* — Соломоновы острова; *в* — Санта-Крус; *г* — Новые Гебриды. *1, 2* — основные толчки: *1* — $b_i \geqslant \overline{B}$; *2* — $b_i < \overline{B}$; *3* — момент сильного землетрясения и его число афтершоков; *4* — интервал тревоги; *5* — магнитуда основного толчка или сильного землетрясения; *6* — значение b_i выходит за пределы шкалы; *7* — тревога вперед

в [9], где предложен способ априорного выбора M_0 и $\overline{B}$ на основании одномерных распределений b_i и M соответственно. Этот способ применен в [9] к анализу данных по первым пяти регионам из табл. 2. Результаты оказались неопределенными: согласно [9], необходимо рассмотреть еще по крайней мере пять — семь регионов, чтобы отвергнуть нулевую гипотезу на 95%-ном уровне значимости (по совместному распределению статистик N и n). Ко времени написания этой статьи данные по другим регионам из табл. 2 еще не были проанализированы аналогичным образом.



Решающей проверкой достоверности предвестника B мог бы быть прогноз сильных землетрясений вперед. Пока при таком прогнозе есть лишь три примера успеха: землетрясения 15.X 1979 г. в Южной Калифорнии, 25.V 1980 г. в Северной Калифорнии и 23.II 1980 г. в Северной Японии. Вместе с тем стали видны и недостатки такого прогноза. В 1979—1980 гг. в Южной Калифорнии произошло три сильных землетрясения: 15.X 1979 г., 32,63° N, 115,31° W, $M = 6{,}6$; 25.V 1980 г., 37,6° N, 118,8° W, $M = 6{,}5$ и 25.V 1980 г., 37,55° N, 118,8° W, $M = 6{,}7$. Два последних землетрясения оказались также в пределах региона Северной Калифорнии и были предварены соответствующими взрывами афтершоков. В Южной Калифорнии тревога была снята после первого сильного землетрясения, так что два других формально оказались пропущенными, хотя располагались гораздо

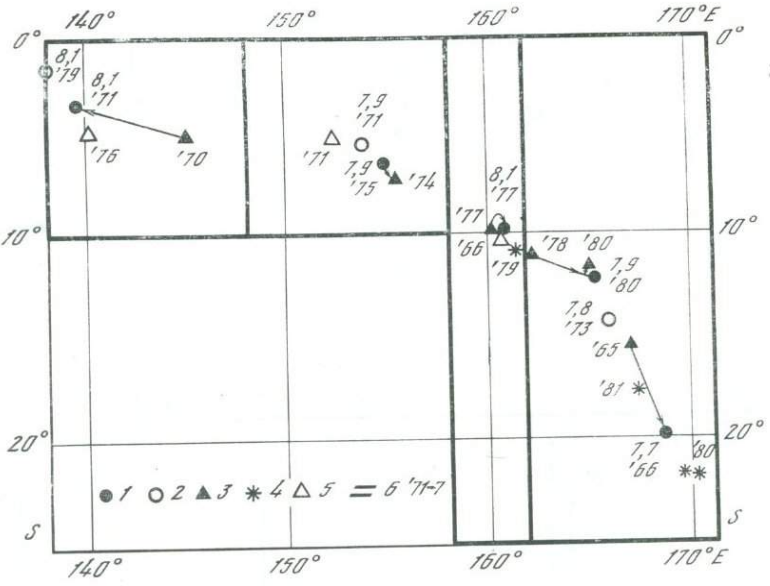


РИС. 2. Взаимное расположение сильных землетрясений и предвестников в юго-западной части Тихого океана

1, 2 — сильные землетрясения: *1* — «предсказанные», *2* — «пропущенные»; *3—5* — взрывы афтершоков: *3* — предвестники, *4* — тревога вперед, *5* — ложные тревоги; *6* — границы рассматриваемого региона; *7* — год сильного землетрясения или предвестника

ближе к предвестнику. Таким образом, неясно, к какому из землетрясений относится этот предвестник и не является ли он предвестником активизации региона в целом.

Прогноз вперед затрудняется еще и тем, что ретроспективный подбор параметров не оптимален: он соответствует, как отмечено в [9], не минимуму правдоподобия нулевой гипотезы. Для оптимального выбора параметров необходима статистическая модель последовательности афтершоков, которая позволит априори выделить аномальные группы афтершоков, т. е. найти порог $\bar{B}$. Такая модель построена эмпирически в [11]. Она определяет число афтершоков b_i в диапазоне магнитуд фиксированной длины a_1. При этом распределения b_i мало зависят от магнитуды главного толчка и становятся сходными для разных регионов; определение аномальных b_i при этом становится надежнее.

Пока такая модель построена только для основных толчков с $M \geqslant 7{,}0$, так как афтершоки более слабых главных толчков недостаточно полно представлены в использованном каталоге.

В целом гипотеза о том, что взрывы афтершоков являются предвестниками сильных землетрясений, остается пока статистически не доказанной, хотя и кажется правдоподобной судя по результатам для перечисленных выше регионов (табл. 2).

Заметим в заключение, что взрывы афтершоков — лишь одна из проекций аномального группирования землетрясений. Другая

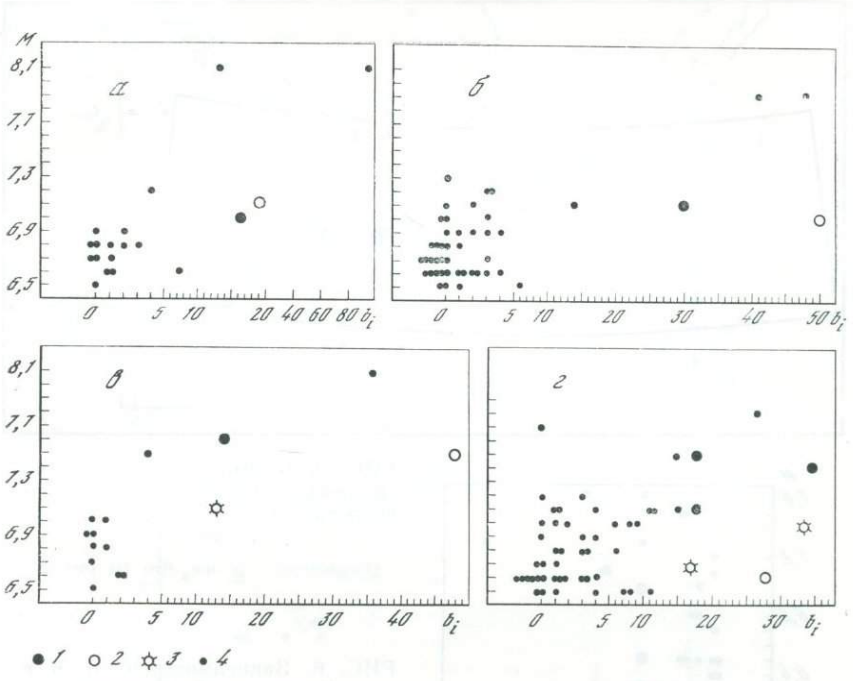


РИС. 3. Зависимость b_i от M для юго-западной части Тихого океана

1—3 — взрывы афтершоков: *1* — предвестники, *2* — ложные тревоги, *3* — тревоги вперед; *4* — основные толчки с $b_i < \tilde{B}$ или сильные землетрясения

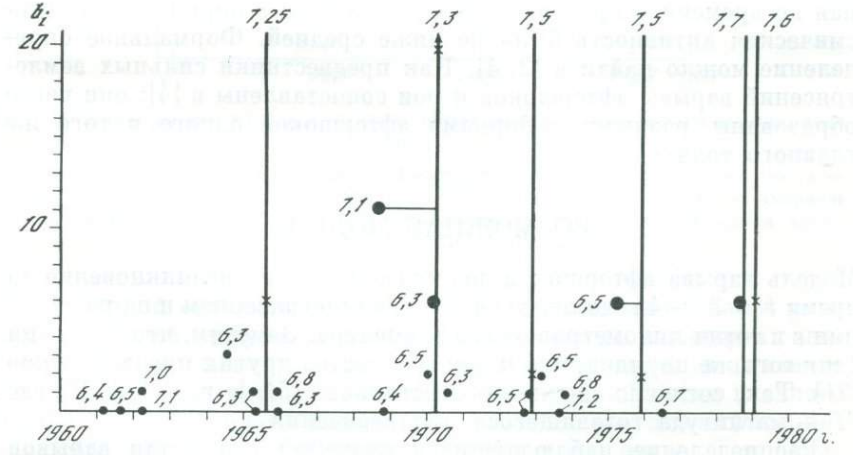


РИС. 4. Взрывы афтершоков и сильные землетрясения Центральной Америки

Обозначения те же, что на рис. 1

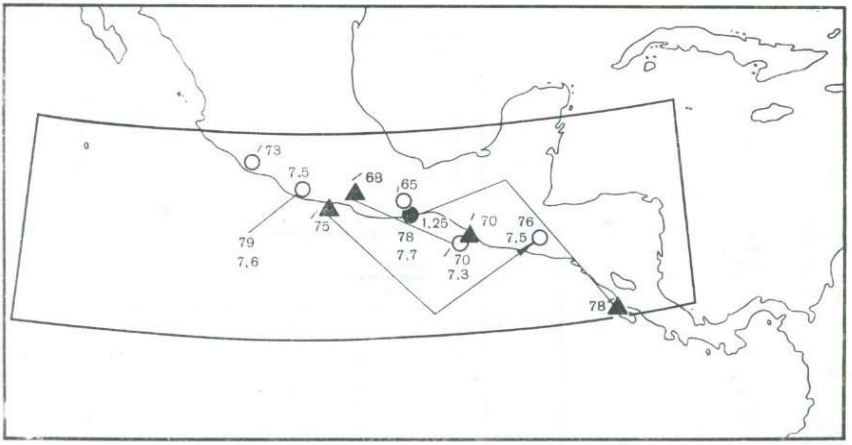


РИС. 5. Взаимное расположение сильных землетрясений и предвестников в Центральной Америке

Обозначения те же, что на рис. 2

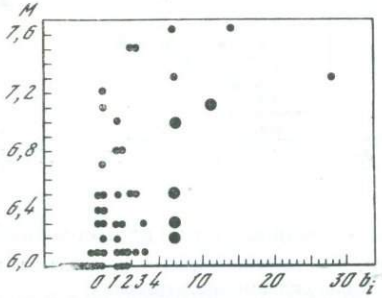


РИС. 6. Зависимость b_i от M в Центральной Америке

Обозначения те же, что на рис. 3

проекция названа «рои». Это группа землетрясений, сосредоточенная во времени и пространстве и возникшая в период, когда сейсмическая активность была не ниже средней. Формальное определение можно найти в [2, 4]. Как предвестники сильных землетрясений взрывы афтершоков и рои сопоставлены в [4]; они часто образованы разными выборками афтершоков одного и того же главного толчка.

ВОЗМОЖНАЯ МОДЕЛЬ

Модель взрыва афтершоков должна описать их возникновение за время $t = 3 \div 4$ года перед сильным землетрясением и на расстоянии r в сотни километров от его эпицентра. Заметим, что значения t и r того же порядка, что и для множества других предвестников [21]. Так, согласно сводке предвестников [15], $\lg r \leqslant 0{,}43\,M$, где M — магнитуда готовящегося землетрясения.

Распределение наблюдавшихся значений r и t для взрывов афтершоков показано на рис. 7. Вышеуказанные эмпирические ограничения заведомо недостаточны, чтобы выбрать какую-либо одну модель. Значения t затрудняют построение модели, в которой взрывы афтершоков явились бы спусковым механизмом и тем бо-

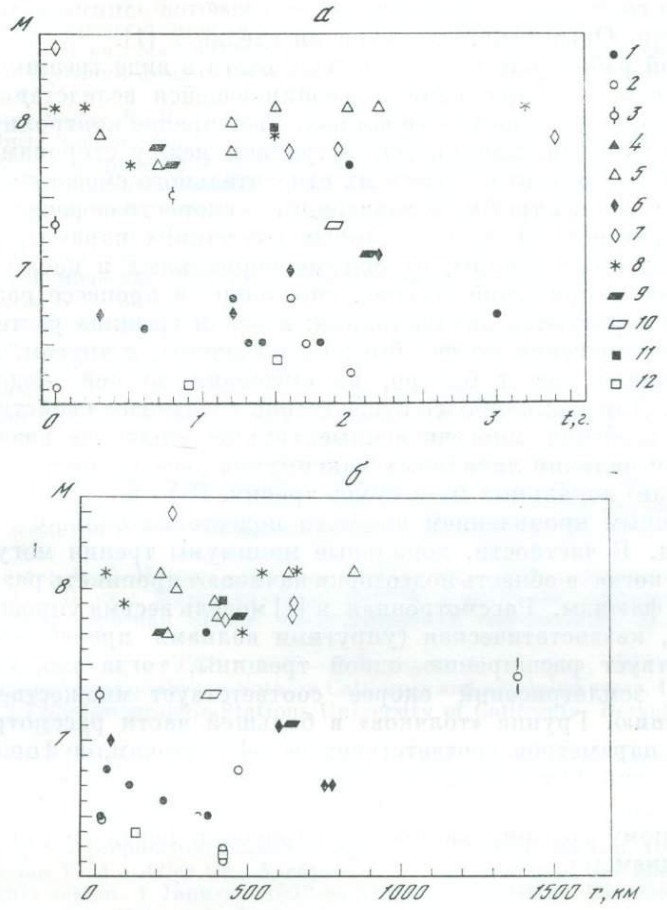


РИС. 7. Зависимость t (*а*) и r (*б*) от магнитуды прогнозируемого землетрясения

1 — Южная Калифорния; *2* — Северная Калифорния; *3* — Центральная Америка; *4* — Южная Япония; *5* — Северная Япония; *6* — Новая Зеландия; *7* — Южная Америка; *8* — Тихий океан (Ю-З); *9* — Камчатка и Командорские острова; *10* — Средняя Азия; *11* — Северо-Восточный Китай; *12* — Кавказ

лее причиной сильного землетрясения. Во всяком случае в рамках идеальной упругости такая модель вряд ли возможна: значения r часто бывают намного больше размеров очага главного толчка; при этом перераспределение напряжений после главного толчка не затрагивает эпицентра готовящегося землетрясения, т. е. того места, где начинается разрыв в его очаге. Тем более не согласуются с идеальной упругостью наблюдаемые значения t — они слишком велики.

Кажется естественным предположить, что группирование землетрясений и сильные землетрясения являются проявлением од-

ного и того же процесса: например, вызываются одними и теми же факторами. Опыт такого объяснения сделан в [1].

В этой работе рассмотрена модель очага в виде трещины, возникшей в поле напряжений и расширяющейся вследствии концентрации напряжений на ее концах. Расширение контролируется двумя факторами: динамическим трением между сторонами трещины, зависящим от скорости их относительного смещения; сцеплением на концах трещины, зависящим от скорости ее расширения. Как показано в [1], при некоторых сочетаниях параметров (начальная длина трещины; отношение нормальных и касательных к трещине напряжений, трение, сцепление) в процессе развития трещины чередуются два состояния: в одном трещина растет медленно, но смещения по ней быстрые («толчок»); в другом, наоборот, трещина растет быстро, но смещения по ней медленные («крип»). Для нас наиболее существенно следующее свойство этой модели: особенно многочисленные группы «толчков» возникают в ней при наличии локальных максимумов касательных напряжений и (или) локальных минимумов трения. И то и другое кажется естественным проявлением процесса подготовки сильного землетрясения. В частности, локальные минимумы трения могут возникать, когда в область подготовки начинают проникать разупрочняющие флюиды. Рассмотренная в [1] модель весьма упрощенная: плоская, квазистатическая (упругими волнами пренебрегается), соответствует расширению одной трещины, тогда как группирование землетрясений скорее соответствует множественному разрушению. Группа «толчков» в большей части рассмотренной области параметров соответствует не афтершокам, а форшокам. Поэтому, как ни привлекательно указанное свойство этой модели, она дает лишь качественное и вряд ли единственное объяснение аномальному группированию землетрясений перед сильным землетрясением.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баренблатт Г. И., Вишик И. М., Кейлис-Борок В. И.* Возможная модель аномального группирования землетрясений перед сильным землетрясением.— В кн.: Математические методы в прогнозе землетрясений и изучении строения Земли: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982, вып. 15.
2. *Ватанабе Х., Канамори Х., Кейлис-Борок В. И., Ротвайн И. М.* Долгосрочные предвестники сильных землетрясений: I. Япония и Южные Курилы.— В кн.: Математические модели строения Земли и прогноз землетрясений: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1981, вып. 14.
3. *Карпухина О. А., Ротвайн И. М.* Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений: V. Взрыв афтершоков и сильнейшие землетрясения Камчатки, Командорских островов и Кавказа.— В кн.: Математические методы в прогнозе землетрясений и изучении строения Земли: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982, вып. 15.
4. *Кейлис-Борок В. И., Кнопов Л., Ротвайн И. М.* Долгосрочные сейсмические предвестники сильных землетрясений в Калифорнии — Сьерра-Неваде, Новой Зеландии, Японии и Аляске.— В кн.: Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных: Вычислительная сейсмология М.: Наука, 1980, вып. 13, с. 3—11.

5. *Кейлис-Борок В. И., Ли В. К., Лукина Е. Н.* Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений: VI. Северо-Восточный Китай.— В кн.: Математические методы в прогнозе землетрясений и изучении строения Земли: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982, вып. 15.
6. *Кейлис-Борок В. И., Лукина Е. Н., Ротвайн И. М., Харп Т.* Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений: III. Взрывы афтершоков и сильнейших землетрясений Южной Америки.— В кн.: Математические модели строения Земли и прогноз землетрясений: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1981, вып. 14.
7. *Кейлис-Борок В. И., Подгаецкая В. М., Прозоров А. Г.* О локальных статистиках каталога землетрясений.— В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1971, № 5, с. 55—79.
8. *Кейлис-Борок В. И., Ротвайн И. М., Сидоренко Т. В.* Усиленный поток афтершоков как предвестник сильного землетрясения.— ДАН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 567—569.
9. *Молчан Г. М., Ротвайн И. М.* Статистический анализ долгосрочных предвестников сильных землетрясений.— В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982, вып. 15.
10. *Негматуллаев С. Х., Ротвайн И. М., Сидоренко Т. В.* Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений: II. Памир и Тянь-Шань.— В кн.: Математические модели строения Земли и прогноз землетрясений: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1981, вып. 14.
11. *Прозоров А. Г.* Метод выявления аномального группирования землетрясений.— В кн.: Математические методы в прогнозе землетрясений и изучении строения Земли: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1982, вып. 15.
12. Землетрясения в СССР в 1962—1978 годах. М.: Наука, 1963—1980.
13. Catalog of earthquakes in Nothern California and adjoining areas. 1.1.1910—31.12.72/Seismographic Stations University of California. Berkeley (Cal.), 1975. 567 p.
14. Catalog of Major Earthquakes wich occured in and near Japan (1926—1956).— Seismic. Bull. Jap. Meteorol. Agency, Suppl. 1958, June, N 1. 91 p.
15. *Dobrovolsky I. P., Subkov S. I., Miachkin V. I.* Estimation of the size of earthquake preparation zones.— Pageoph., 1979, vol. 1179, p. 1025—1044.
16. *Hileman Y. A., Allen Cr., Nordquist J. M.* Seismicity of the Southern California region. 1 January 1932 to 31 December 1972. Pasadena (Cal.): Seismol. lab. Cal. inst. Technol., 1973. 397 p.
17. *Freidman M. E., Whitcomb J. H., Allen Cr., Hileman J. A.* Seismicity of the Southern California region. 1 January 1972 to 31 December 1974. Pasadena (Cal.): Seismol. lab. Cal. inst. Technol., 1976. 63 p.
18. *Keilis-Borok V. I., Knopoff L., Rotvain I. M., Sidorenko I. M.* Brusts of seismicity as long-term precursors of strong earthquakes.— J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N 132, p. 803—811.
19. *Knopoff L., Gardner T. K.* Is the sequence of earthquakes in Southern California with aftershocks removed, Poissonian? — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, vol. 64, p. 1363—1367.
20. Preliminary determination of epicenters, US Departament of the interior (Geological Servey). Boulder (Col.): Nat. Earthquake Inform. service, 1960—1980.
21. *Rikitaki T.* Earthquake prediction. Amsterdam, 1976. 268 p.
22. *Smith W.* Catalog of the earthquakes US, Nev Zeland.— In: NZ Geological servey. N. Z., 1977. 2400 p.
23. The seismological bulletins of the Japan Meteorological Agency 1953—1979/ Publ. by the Jap. Meteorol. Agency. Tokyo, 1959—1980. 437 p.

УДК 550.3(09)

Г. А. Гамбурцев

ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ПЛАН ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ «ИЗЫСКАНИЕ И РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ»[1]

Проблема прогноза землетрясений имеет две стороны: прогноз места и силы землетрясений (сейсмическое районирование) и прогноз времени возникновения землетрясения.

В методах сейсмического районирования до недавнего времени превалировал сейсмостатистический подход. В основном на этом принципе Геофизическим институтом АН СССР была составлена сводная карта сейсмического районирования СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (утвержденная в качестве официального документа для определения антисейсмических мероприятий при строительстве). Однако сейсмостатистический подход страдает многими недостатками, особенно резко проявляющимися при составлении карт сейсморайонирования более крупных масштабов.

Генетический подход, основанный на всестороннем изучении геологических и геофизических условий возникновения землетрясений, использовался в недостаточной степени. Вместе с тем в этом направлении наша отечественная наука имеет очевидный приоритет: глубокий для своего времени анализ условий возникновения ряда землетрясений дали еще в прошлом веке Г. Абих, А. П. Орлов, И. В. Мушкетов, а в начале этого века — К. И. Богданович.

Усовершенствование методов сейсмического районирования должно идти по пути рационального сочетания сейсмостатистического и генетического подходов и усиления роли последнего по мере накопления данных о природе землетрясений и условий их возникновения (сейсмогеологическое районирование). Планомерное изучение условий возникновения землетрясений началось лишь в последние годы, особенно начиная с 1949 г. За это время проводилось изучение геологических и геофизических условий сейсмической активности в Таджикистане, в Северном Тянь-Шане, на Кавказе, в Туркмении и обобщался материал по некоторым другим сейсмическим областям СССР. Эти исследования привели к освещению некоторых частных условий возникновения землетрясений и к разработке методических приемов сейсмогеологического районирования, пригодных для сейсмических районов, отличающихся определенным характером сейсмической активности и геологического строения.

[1] Архив Г. А. Гамбурцева. Датировано 20 июля 1952 г. (публикуется впервые). Дальнейшее развитие программы работ по проблеме прогноза землетрясений изложено в книге Г. А. Гамбурцева «Избранные труды».

Однако в целом задача создания новой, более совершенной комплексной геолого-геофизической методики сейсмогеологического районирования еще далеко не решена. Особо следует подчеркнуть неопределенность в способах использования данных о современном (текущем) сейсмическом режиме, а также данных о новейших и современных тектонических движениях земной коры для оценки сейсмической балльности районов (не только абсолютной, но и относительной).

Если в направлении прогноза места и силы землетрясений выработан принцип подхода к решению задачи и получены некоторые первые частные результаты, то в области прогноза времени землетрясений исследования находятся в самой начальной стадии своего развития. Впервые проблему прогноза времени возникновения землетрясений выдвинул академик Б. Б. Голицын.

Планомерные исследования в этом направлении начались только с 1949 г. Эти исследования состояли в разработке и усовершенствовании методов регистрации землетрясений, методов изучения физического режима земной коры и ее строения, а также в попытках выявления связей между сейсмическими и другими физическими явлениями, происходящими в земной коре. Кроме того, были предприняты лабораторные работы по моделированию тектонических разрывов, а также явлений, предшествующих землетрясению. В результате работ за истекший период было значительно продвинуто вперед решение ряда методических задач и обнаружены новые явления, происходящие в земной коре. Однако определенных результатов, имеющих прогностическое значение, получить не удалось.

Исследования в области изыскания методов прогноза времени землетрясения станут более целеустремленными, если они будут строиться на основе более или менее определенных представлений о механизме землетрясений, хотя и гипотетических. Исходные соображения для построения таких рабочих гипотез могут состоять в следующем.

Землетрясения — закономерное проявление процесса тектонических движений неоднородной земной коры и подкорового вещества. Очаги землетрясений обычно приурочены к зонам тектонических швов между блоками земной коры, испытывающими относительные смещения. Эти «сейсмические швы», скрепляя друг с другом соседние блоки земной коры, представляют собой наименее прочные участки земной коры. Прочность сейсмического шва может быть различной в разных частях. При медленных относительных смещениях соседних блоков происходит вначале медленное и неравномерное для разных участков шва накопление сдвиговых напряжений и затем их быстрое разрешение в том месте шва (очаге землетрясения), где напряжения превзошли предел прочности.

Образовавшийся в результате землетрясения разрыв в одном месте шва может создать необходимые условия для накопления опасных напряжений в другом месте того же шва или в другом

сейсмическом шве, генетически связанным с первым. Таким образом, землетрясения в пределах генетически связанных структур не независимы друг от друга, между ними должно существовать известное «сцепление».

Происходящие землетрясения могут, очевидно, влиять и на характер медленных движений блоков земной коры и подкорового вещества, что в свою очередь повлияет на характер сейсмического режима. Наряду с процессом разрушения — уменьшения прочности отдельных участков сейсмических швов может идти обратный процесс «залечивания» разрушенных мест, образования новых «спаек» между соседними блоками. Таким образом, происходит закономерная смена взаимосвязанных процессов медленных и быстрых движений, накопления и разрушения напряжений, увеличения и уменьшения прочности. Явления, происходящие в системе генетически связанных сейсмических швов, представляют собой единый сейсмотектонический процесс, определяющий как «нормальный» сейсмический режим, так и наиболее важную его особенность — возникновение сильного землетрясения.

Более крупным землетрясениям должен соответствовать разрыв более крупных спаек между блоками земной коры. Характер сейсмического режима, а также режима медленных движений перед разрывом крепких спаек должен быть другой, чем перед разрывом слабых спаек. Таким образом, исходя из данной рабочей гипотезы, можно ожидать, что существуют известные особенности медленных и быстрых движений блоков земной коры перед сильным землетрясением. Этим определяется основное и качественно новое направление исследований по изысканию метода прогноза времени возникновения землетрясения.

Изыскание методов прогноза времени землетрясений следует направить в первую очередь в сторону поисков механических предвестников землетрясений. Такие поиски могут быть успешными только в том случае, если они будут основываться на глубоком изучении всех деталей механизма быстрых и медленных движений блоков земной коры сейсмоактивных районов. Одновременно с этим должны продолжаться работы по изысканию и иных физических явлений (магнитных, электрических), предшествующих и сопутствующих землетрясениям. Большое значение имеют лабораторные исследования по изучению механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах и по моделированию тектонических процессов.

Для познания закономерностей сейсмического режима и выяснения условий возникновения сильных землетрясений (без чего невозможно решить вопрос о прогнозе последних) необходимо изучить относительную сейсмичность как крупных тектонических зон, отличающихся различным характером дифференциальных движений и разным строением земной коры, так и отдельных сейсмических швов в зависимости от их положения в общей тектонической структуре и от их собственного строения.

Таким образом, в целях изыскания методов прогноза времени возникновения землетрясений и развития методов прогноза их места и силы (методов сейсмического районирования) исследования необходимо вести в следующих основных направлениях:

1. Сравнительная общая тектоническая и геофизическая характеристика районов разной сейсмической активности (в том числе и сейсмических) в целях установления общих условий возникновения землетрясений.

2. Детальное изучение сейсмического режима и его закономерностей, механизма и природы землетрясений и связанных с ними явлений, в особенности явлений, могущих иметь прогностическое значение.

3. Составление карты сейсмогеологического районирования территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 и его отдельных областей (в различных масштабах) на основе регионального изучения сейсмичности и ее сопоставления с тектоническим строением и новейшими движениями земной коры.

Все эти исследования, особенно исследования по первому и третьему направлениям, в значительной степени опираются на работы, проводимые по проблеме «Сейсмология и сейсмическая служба». Поскольку работа по этим двум направлениям должна идти в тесном согласии или же среди тем, относящихся также к проблеме «Изыскание и развитие методов прогноза землетрясений», указываются с соответствующими оговорками темы, принадлежащие к проблеме «Сейсмология и сейсмическая служба».

Исследования в направлении изучения общих тектонических и геофизических условий сейсмической активности, ставящие перед собой цели развития методов сейсмического районирования мелкого масштаба, должны состоять в следующем:

а) изучение связи сейсмичности с типами крупных тектонических форм и их комплексов;

б) изучение связи сейсмичности с характером новейших и современных тектонических движений земной коры (в первую очередь для решения вопроса о том, насколько эти движения могут служить показателем степени сейсмической активности);

в) изучение связи сейсмичности с глубиной залегания и рельефом основных границ раздела в земной коре (поверхностей «гранита», «базальта» и поверхности Мохоровичича (М)) на основе обобщения данных сейсмических станций, региональной гравиметрии и с помощью специальных исследований методом глубинного сейсмического зондирования;

г) сравнительное изучение общего сейсмического режима районов разной сейсмической активности в периоды сейсмического затишья (в интервалах между крупными землетрясениями) в первую очередь с целью решения вопроса о том, могут ли слабые сейсмические толчки, наблюдавшиеся в периоды затишья, служить показателем сейсмической активности и, наоборот, отсутствие слабых сейсмических толчков — показателем асейсмичности района;

д) изучение связи землетрясений с вулканической деятельностью (тема Лаборатории вулканологии АН СССР).

Все эти вопросы должны решаться на основе, с одной стороны, обобщений данных по землетрясениям СССР и всего земного шара в сопоставлении их с данными региональной тектоники и геофизики и, с другой стороны, комплексного геолого-геофизического изучения конкретной сейсмической области, характеризующейся разнообразием сейсмических и тектонических условий. В такой области должен быть проведен комплекс исследований, включающий в себя: обобщение данных сейсмических станций, изучение современной сейсмичности временными станциями и станциями КМИЗ (корреляционный метод изучения землетрясений), обобщение гравиметрических данных, глубинное сейсмическое зондирование, изучение тектонического строения и развития, геоморфологические наблюдения, геодезические исследования, изучение направления смещения в очагах землетрясений.

Вся работа этого направления опирается на деятельность сети сейсмических станций и на исследования по проблеме «Сейсмология и сейсмическая служба», которые обеспечивают организацию наблюдений и обобщение данных как постоянных, так и временных сейсмических станций.

Основным объектом исследований этого направления намечен Кавказ, являющийся наиболее благоприятной областью как по разнообразию своих сейсмических и тектонических условий, так и по степени своей изученности. Исследования на Кавказе проводятся совместно с академиями наук ГССР, АзССР, АрмССР и опираются на работу местной сети постоянных сейсмических станций.

Исследования в направлении детального изучения сейсмического режима, природы и механизма очагов землетрясений и связанных с ними явлений имеют целью изыскание методов прогноза времени возникновения землетрясений, а также развитие и обоснование методов детального сейсмического районирования. Эти исследования должны включать в себя следующие разделы:

МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Дальнейшая разработка методов ГСЗ и КМИЗ в применении к изучению строения и сейсмического режима отдельных сейсмических швов.

2. Разработка методов изучения медленных движений блоков земной коры.

3. Усовершенствование методов наблюдений сейсмических, акустических, электрических и других явлений с целью поисков предвестников землетрясений.

ДЕТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНОВ

1. Выявление сейсмических швов в «закрытых» районах с помощью ГСЗ и КМИЗ.

2. Изучение закономерностей сейсмического режима на основе:

а) детального изучения миграции очагов землетрясений и их частости для системы генетически связанных швов;

б) изучения динамических характеристик очагов и их изменений для последовательности генетически связанных толчков;

в) изучения медленных движений блоков земной коры;

г) детального изучения строения земной коры во всей ее толще и в особенности строения сейсмических швов;

д) изучения истории и механизма формирования сейсмических швов (тектонические и тектонофизические исследования);

е) изучения изменений во времени гравитационных и магнитных полей, скоростей распространения сейсмических волн на больших глубинах;

ж) повторных геодезических измерений;

з) наблюдений над электрическими и магнитными явлениями, связанными с землетрясениями.

В наиболее полном объеме эти исследования будут поставлены в районе Гармских землетрясений.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Изучение физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.

2. Моделирование явлений, предшествующих землетрясению, а также всего процесса землетрясения.

3. Изучение закономерностей и механизма образования тектонических разрывов методами полевых наблюдений и моделирования (тектонофизические исследования).

Изучение этих вопросов должно быть проведено комплексом геофизических и геологических методов, многие из которых еще требуют специальной разработки. В частности, для изучения миграции очагов землетрясений в системе генетически связанных сейсмических швов необходимо применить совершенно другие методы определения координат землетрясений, чем это делалось ранее, позволяющие повысить на порядок точность определений.

Для изучения строения сейсмических швов на больших глубинах требуется дальнейшее развитие и усовершенствование метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Для изыскания механических предвестников землетрясений необходимо максимально повысить чувствительность сейсмической, акустической, наклономерной и другой аппаратуры, улучшить ее стабильность, разработать специальные меры борьбы с помехами. Опыт работ последних двух-трех лет указал на возможность удовлетворительного разрешения упомянутых, а также других методических задач, связанных с постановкой исследований по приведенной выше программе.

Большой объем проектируемых полевых и станционных работ требует сосредоточения основных усилий на изучении одного района, отличающегося наибольшей сейсмической активностью. В качестве такого района следует избрать Гармскую область ТаджССР, где землетрясения происходят более часто и имеют большую интенсивность, чем в других районах СССР. Там предполагается создать группу специальных многоканальных постоянных сейсмических станций типа КМИЗ для детального изучения сейсмического режима и там же развернуть необходимый комплекс других геофизических и геологических работ, в частности, по выявлению краткосрочных предвестников землетрясений. В связи с последним должна быть существенно укреплена Гармская геофизическая станция и организованы ее филиалы. Должны быть также продолжены работы по детальному изучению сейсмичности других территорий. Работы должны вестись в контакте с академиями наук союзных республик, находящихся в сейсмоактивных районах.

Из лабораторных работ особо следует отметить необходимость быстрейшего развития исследований по изучению свойств горных пород при высоких давлениях и температурах, а также по разработке принципов моделирования тектонических процессов. Наряду с дальнейшим развитием лабораторных и полевых исследований должно быть приступлено к созданию теории процессов, подготовляющих возникновение сильного землетрясения.

Исследования в целях составления карты сейсмогеологического районирования территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 основываются на принципе сопоставления сейсмичности с тектонической и геофизической обстановкой. Для составления указанной карты необходимо выполнить:

а) обобщение и сопоставление имеющихся данных по региональной сейсмичности, тектоническому строению, новейшим движениям земной коры и региональным геофизическим полям сейсмических областей (обобщение сейсмических данных проводится по проблеме «Сейсмология и сейсмическая служба»);

б) полевые исследования для уточнения и дополнения данных о тектоническом строении и новейших движениях земной коры.

Полевые исследования должны включать геологические и геоморфологические наблюдения, а также сейсмометрические исследования с помощью временных сейсмических станций повышенной чувствительности и с помощью станций КМИЗ. Должны быть предусмотрены также геодезические работы для выявления современных движений земной коры и глубинное сейсмическое зондирование для выявления глубинного строения коры.

Исследования, связанные с сейсмическим микрорайонированием, основанные на применении методов инженерной сейсмологии, в этой программе не рассматриваются.

В пределах СССР выделяются следующие основные сейсмические области: Карпаты, Крым, Туркмения, Средняя Азия, Южная Сибирь, Прибайкалье, Дальний Восток. Характер работ, ко-

торые необходимо провести в каждой из этих областей для составления сводной карты сейсмогеологического районирования, следующий:

Карпаты и Крым — обобщение имеющихся данных по сейсмичности, тектонике, геоморфологии, региональной геофизике.

Кавказ — проведение тематических исследований, предусмотренных программой по направлению «Изучение общих тектонических и геофизических условий возникновения землетрясений» (см. выше).

Туркмения — широкие региональные исследования, предусмотренные особой программой, связанной со строительством Главного Туркменского канала.

Средняя Азия — тематические исследования на юге Средней Азии, предусмотренные программой по направлению «Изучение детального механизма землетрясений». Для центральной и северной частей Средней Азии — обобщение имеющихся данных по сейсмичности и тектонике и маршрутные тектонические и геоморфологические исследования.

Южная Сибирь — обобщение имеющихся данных и маршрутные тектонические и геоморфологические исследования.

Прибайкалье — обобщение имеющихся данных, маршрутные тектонические и геоморфологические исследования и наблюдения с помощью временных сейсмических станций.

Дальний Восток — обобщение имеющихся данных. Изучение связи сейсмичности с вулканизмом на примере Камчатки и Курильских островов путем сейсмометрических и геологических исследований.

Кроме перечисленных областей, должны быть обобщены данные по слабосейсмичным областям Урала и Балтийского щита. В указанных работах должны принять участие академии наук союзных республик и филиалы АН СССР, а также Институт геологических наук и Институт географии АН СССР.

•

УДК 550.3(09)

М. А. Садовский, И. Л. Нерсесов, В. Ф. Писаренко

О РАБОТАХ АКАДЕМИКА Г. А. ГАМБУРЦЕВА ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С именем Г. А. Гамбурцева связан важный этап развития работ Института физики Земли (ранее Геофизического института) в области прогноза землетрясений. Основные идеи в области прогноза землетрясений опубликованы в двух его работах «Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений» и «Прогноз землетрясений» [1], однако многие его соображения по этому вопросу остались в рукописях архива. Одна из этих работ публикуется в настоящем сборнике.

В своих исследованиях Г. А. Гамбурцев шел к прогнозу от сейсморазведки, и на первом этапе 1949—1951 гг. его устремления были направлены на развитие методов изучения глубинной структуры земной коры — метода, получившего название ГСЗ. Необходимость детального изучения земной коры для понимания среды, в которой возникают землетрясения, были ведущими соображениями его деятельности первого периода работ по прогнозу, однако одновременно он начал разрабатывать новый метод изучения землетрясения — корреляционный (КМИЗ). Этот метод позволял с большой детальностью изучать слабую сейсмичность сравнительно малым числом станций. Однако регистрация слабых землетрясений не была самоцелью. Получив первые результаты методом КМИЗ, Г. А. Гамбурцев сразу же начал разрабатывать вопрос об использовании землетрясений для целей изучения строения среды. Г. А. Гамбурцев всегда очень четко представлял необходимость детального исследования строения; так, все его представления о сейсмичности и динамике сейсмичности рассматривались с этой точки зрения. Нельзя не отметить, что и сейчас эта задача остается не менее актуальной.

Развивая методы КМИЗ и ГСЗ, Г. А. Гамбурцев активно поддерживал другие геофизические исследования, направленные на изучение процессов, предваряющих землетрясения. Уже в 1950 г. крупные работы были развернуты в Гармском районе, где наряду с общим исследованием сейсмичности были начаты хорошо поставленные работы по изучению земных токов, магнитного поля, атмосферного электричества, акустические исследования и продолжены геодезические и наклономерные наблюдения. Аналогичные работы, правда в меньшем объеме, проводились и в районе Алма-Аты на Северном Тянь-Шане. Весь этот комплекс был достаточно полно увязан с геологическими исследованиями.

На основе столь широкого комплекса разнообразных работ у Г. А. Гамбурцева именно в 1950 г. начали складываться достаточно четкие представления об общем направлении прогнозных исследований. Прежде всего это необходимость широкого вовлечения в исследования по прогнозу всех возможных республиканских учреждений, создание кооперации институтов и филиалов АН СССР.

Первые наблюдения показали, что, даже применяя широкий комплекс геофизических исследований, мы с трудом можем выделить сами предвестники. Большинство результатов работ оказались неопределенными из-за значительного влияния на все процессы внешних факторов. Кроме того, краткосрочность проводившихся работ (несколько месяцев) также ограничивала возможность получения полноценных материалов. Стало ясно, что даже на этом начальном этапе необходима рабочая гипотеза процессов возникновения землетрясений и существенное расширение опытной лабораторной базы исследований для изучения свойств вещества земной коры при высоких давлениях и температурах. Именно в этот период был существенно усилен отдел физики землетрясений, руко-

водителем которого был сам Г. А. Гамбурцев, и создана лаборатория высоких давлений.

Начало 1951 г. было связано с появлением новой, крайне актуальной тогда тематики — изучения сейсмичности трассы проектируемого Каракумского канала в Туркмении. Интересы Г. А. Гамбурцева в этот период были связаны с методикой сейсмического районирования. Никогда ранее не занимаясь этой проблемой, Г. А. Гамбурцев довольно быстро разобрался в нерешенных вопросах и трудностях этого направления и стал уделять значительное внимание проблемам сейсмического режима и его связи с геологическими процессами. Это традиционное направление еще Сейсмологического института АН СССР развивалось в свое время Н. П. Никифоровым, и Г. А. Гамбурцев старался расширить это направление за счет новых возможностей детальных сейсмических исследований и существенного усиления геологических наблюдений. Как и в задаче прогноза, здесь остро чувствовалось отсутствие достаточно пригодной рабочей гипотезы.

В это время Г. А. Гамбурцев стал усиленно развивать применительно к вопросам районирования так называемый генетический подход, основой которого служило всестороннее изучение геологических и геофизических условий возникновения землетрясений. Он считал, что этот подход является естественным продолжением работ по изучению природы сильных землетрясений, развивавшихся еще в прошлом столетии русскими учеными.

Занимаясь проблемами Каракумского канала, Г. А. Гамбурцев не забывал работ, начатых в Таджикистане и Казахстане. В 1952 г. он впервые приехал в Гарм и провел ряд экспериментов с новой высокочувствительной сейсмической аппаратурой. Обсуждение с ведущими сотрудниками многих проблем прогноза в значительной степени способствовали выработке его представлений о том, как и по каким путям нужно развивать прогнозные исследования. При этом он тщательно изучал и использовал идеи Б. Б. Голицына, Р. Кевеслигетти, работы японских и американских ученых. Именно во время этого приезда в Гарм у Г. А.Гамбурцева сложилась идея создания комплексной экспедиции в Гармском районе, которая должна была бы вести длительные непрерывные наблюдения за геофизическими параметрами. Одновременно он считал необходимым расширять и развивать работы и на Северном Тянь-Шане.

С 1952 г. Г. А. Гамбурцев все больше времени и внимания посвящает проблемам прогноза землетрясений. Начинает четко вырисовываться его теория сейсмических швов, как зон проявления взаимодействия деформируемых блоков земной коры. Уже на этой первой стадии он рассматривал систему сейсмических швов, а не единичное нарушение контактов на одном шве.

Окончание строительства целой серии новых сейсмических станций на территории СССР и замена старой сейсмической аппаратуры более совершенной и соответственно улучшение точности сейсмической обработки повысили интерес Г. А. Гамбурцева к во-

просам сейсмического режима. В это время появляется его первая и, пожалуй, первая в стране работа, посвященная графикам повторяемости, при этом динамика сейсмического процесса остается все время в центре его внимания. Уже тогда, рассматривая сейсмический режим, Г. А. Гамбурцев обращал внимание на необходимость изучения сейсмических затиший. Известно, как много этот подход позже дал для оценок долгосрочного прогноза.

Базируя свои представления на «механистическом» подходе к сейсмическим явлениям, точнее, придавая первичную роль в процессах подготовки землетрясений деформациям земной коры, Г. А. Гамбурцев интересовался вопросами более точного измерения наклонов и деформаций. В это время он начинает разрабатывать чрезвычайно чувствительный двухмаятниковый наклономер.

С конца 1953 г. Г. А. Гамбурцев вплотную занялся созданием Таджикской комплексной сейсмологической экспедиции, начальником которой он являлся до конца своей жизни. Эту задачу он рассматривал как важнейшую в плане развития работ по прогнозу и на организацию экспедиции в 1954 г. затратил основные усилия института. В одной из своих работ (находящихся в архиве) он отметил, что создание экспериментальной базы в Гарме является «началом выполнения одного из основных пунктов программы работ по проблеме прогноза землетрясений...».

Сейчас, по прошествии многих лет, нужно отметить дальновидность Г. А. Гамбурцева, так как большое число предвестников было обнаружено именно на результатах работ Гарма и уверенность в реальности прогноза возникла там же. Не менее важно, что эти работы послужили и школой, и прототипом многих исследований, развиваемых сейчас в республиках.

Большинство идей Г. А. Гамбурцева нашли отражение в «Перспективном плане», который до последнего момента своей жизни Г. А. Гамбурцев дополнял и совершенствовал.

В 1980 г. в ИФЗ составлена новая «Научная программа исследований по прогнозу землетрясений», характеризующая современное состояние и дальнейшие пути к решению проблемы прогноза землетрясений [2]. Эта программа, по существу, является органическим развитием «Перспективного плана» Г. А. Гамбурцева и последующих прогнозных планов и программ.

За прошедшие 26 лет после смерти Г. А. Гамбурцева достигнут большой прогресс в развитии методики сейсмологического районирования. Как и предвидел Григорий Александрович, генетический подход, объясняющий геологические и физические причины распределения места и силы землетрясений, сильно потеснил чисто наблюдательные, статистические методы.

В новой «Научной программе» изложены работы 60-х и 70-х годов, использовавшие для объяснения процессов в очагах землетрясений теорию разрушения твердых тел. Эти работы можно рассматривать как развитие идей Г. А. Гамбурцева о системах сейсмических швов:

«Основное внимание должно быть направлено на выделение зон сочленения блоков земной коры и на изучение их сейсмичности, т. е. на выявление и изучение систем сейсмических швов. Наряду с дальнейшим развитием лабораторных и полевых исследований должно быть приступлено к созданию теории процессов, подготавливающих возникновение сильного землетрясения» [1].

В настоящее время физика очага землетрясения рассматривается как наука о разрушении горных масс в условиях земных недр. Сейчас уже ясно, что процесс подготовки землетрясения не укладывается в рамки модели сплошной нелинейной упругой среды. Необходима разработка новых представлений о среде — горной породе, как о незамкнутой системе дефектов, находящихся в различных энергетических состояниях. Однако следует отметить, что уже первые работы, проводившиеся еще при Г. А. Гамбурцеве (в основном в Гарме), создали уверенность в реальности выявления предвестников. На основе далеко не полных данных Г. А. Гамбурцев сумел отметить ряд факторов, которые могут иметь значение для прогноза времени землетрясений: особенности медленных движений земной коры (деформации и наклоны); слабые форшоки и «сейсмический гул»; миграция слабых очагов и ориентация их механизмов; повышение напряжений в земной коре в районе будущего землетрясения; усиление сейсмической активности перед землетрясением; изменение скоростей сейсмических волн в районе будущего очага; изменения электрических и магнитных полей, наблюдаемых на поверхности Земли.

Опыт последующих исследований подтвердил справедливость всех перечисленных выше предвестников (см. новую «Научную программу»). Г. А. Гамбурцев правильно считал, что наиболее перспективными являются движения земной коры и особенности сейсмического режима перед землетрясениями.

За годы, прошедшие с кончины Г. А. Гамбурцева, многое было сделано в работах по прогнозу землетрясений, и на этом пути часто использовались его идеи. Хотя для окончательного решения проблемы прогноза предстоит еще немалая работа, нет сомнения, что эта проблема будет решена.

Заслуги Г. А. Гамбурцева, направившего работу по прогнозу в самом ее начале по правильному пути, трудно переоценить. Обращаясь к работам Г. А. Гамбурцева по прогнозу, исследователь в любое время найдет в них актуальные, глубокие, полезные для себя идеи, как это бывает всегда при чтении классиков науки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
2. Научная программа исследований по прогнозу землетрясений/Под ред. М. А. Садовского. М.: ИФЗ АН СССР, 1980.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Григорий Александрович Гамбурцев 5

В. Н. Страхов
Вклад Г. А. Гамбурцева в теорию интерпретации гравитационных и магнитных аномалий 17

А. В. Николаев
Г. А. Гамбурцев — сейсмолог-экспериментатор 89

И. С. Берзон
Идеи Г. А. Гамбурцева в области сейсмических методов разведки 102

А. М. Епинатьева
Развитие корреляционного метода преломленных волн 109

Г. Н. Гогоненков, В. Б. Левянт
Основные направления сейсморазведки отраженными волнами 120

Н. Н. Пузырев
Развитие методов поперечных и обменных волн в сейсморазведке 132

Е. И. Гальперин
Развитие методов экспериментального изучения сейсмических волн в реальных средах 177

Н. А. Караев
Сейсмические модели и волновые поля сложнодислоцированных сред 189

П. С. Вейцман, И. П. Косминская
Истоки и развитие метода ГСЗ 212

О. Г. Сорохтин
Строение активных переходных зон от океанов к континентам и их роль в образовании континентальной земной коры 226

А. В. Ландер, А. Л. Левшин
Азимутально-поляризационные аномалии поверхностных волн и способы их изучения 248

В. В. Белоусов, Б. А. Борисов, Г. И. Рейснер
Влияние трудов Г. А. Гамбурцева на развитие геологических исследований по проблемам сейсмичности . . 260

Ю. В. Ризниченко
Сейсмичность и тектоника 269

С. И. Александров, А. Г. Гамбурцев, Н. Г. Гамбурцева, В. В. Кузнецов, А. В. Кулагин, А. В. Николаев, С. П. Стародубровская
Метод сейсмического просвечивания в проблеме прогноза землетрясений 278

В. И. Кейлис-Борок, Е. Н. Лукина, И. М. Ротвайн, Т. В. Сидоренко
Аномальное группирование землетрясений перед сильными землетрясениями 292

Г. А. Гамбурцев
Перспективный план исследований по проблеме «Изыскание и развитие методов прогноза землетрясений» 304

М. А. Садовский, И. Л. Нерсесов, В. Ф. Писаренко
О работах академика Г. А. Гамбурцева по прогнозу землетрясений 311

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ
Г. А. ГАМБУРЦЕВА
В ГЕОФИЗИКЕ

•

Утверждено к печати
Ордена Ленина Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта

•

Редактор *Ф. С. Трегуб*. Редактор издательства *М. И. Кузнецова*
Художник *А. Г. Кобрин*. Художественный редактор *Т. П. Поленова*
Технический редактор *В. Д. Прилепская*. Корректоры
Р. З. Земляная, И. А. Талалай

ИБ № 24614

Сдано в набор 8.06.82. Подписано к печати 19.08.82 Т-15942. Формат 60×90 1/16
Бумага типографская № 1. Гарнитура «обыкновенная» Печать высокая
Усл. печ. л. 20,5 Усл. кр. отт. 20,75 Уч.-изд. л. 23,8 Тираж 1200 экз. Тип. зак. 1809
Цена 3 р. 90 к.

Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука» 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер. 10

УДК 92. Гамбурцев Г. А.

Григорий Александрович Гамбурцев.— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Кратко изложены основные вехи жизни и деятельности выдающегося советского ученого академика Г. А. Гамбурцева (1903—1955) — геофизика-экспериментатора, конструктора, организатора науки и педагога. Основные работы относятся к физике твердой оболочки Земли — гравиметрии, сейсмологии, сейсморазведке. Г. А. Гамбурцев создал ряд новых методов изучения Земли. Широко известны его труды в области теории аппаратуры, физики волн, интерпретации экспериментальных данных, строения Земли, прогноза землетрясений.
Ил. 4.

УДК 550.831.017 + 550.838(09)

Страхов В. Н. **Вклад Г. А. Гамбурцева в теорию интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.**— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Выделяются четыре основных направления в области математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, а также в области комплексной интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии, в развитие которых академик Г. А. Гамбурцев внес основополагающий вклад, и прослеживаются влияние и развитие его идей. Обсуждаются некоторые особенности научного творчества Г. А. Гамбурцева.
Ил. 12. Библиогр. 173 назв.

УДК 550.834 + 550.343.62(09)

Николаев А. В. **Г. А. Гамбурцев — сейсмолог-экспериментатор.**— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Прослежено развитие основных идей Г. А. Гамбурцева в области экспериментальной сейсмологии: корреляционный метод преломленных волн, метод удаленных взрывов, глубинное сейсмическое зондирование, прогноз землетрясений, исследование волновых полей и сейсмологическая аппаратура.
Библиогр. 34 назв.

УДК 550.834(09)

Берзон И. С. **Идеи Г. А. Гамбурцева в области сейсмических методов разведки.**— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Рассмотрено дальнейшее развитие научных идей Г. А. Гамбурцева в области сейсмических методов исследования. В сейсморазведке и сейсмологии усовершенствованы методы наблюдений и интерпретации с использованием динамических характеристик сейсмических волн. Методы интерпретации, развитие в сейсморазведке, нашли применение при исследованиях строения коры и мантии Земли.
Библиогр. 11 назв.

УДК 550.834.(09)

Епинатьева А. М. **Развитие корреляционного метода преломленных волн.**— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Кратко изложена история развития КМПВ. Дан анализ особенностей современного метода, области его применения. Обсуждаются вопросы комплексирования КМПВ и МОВ — ОГТ. Перечислены возможности и пути совершенствования метода при условии внедрения новой техники.
Библиогр. 42 назв.

УДК 550.834.5(09)

Гогоненков Г. Н., Левянт В. Б. **Основные направления сейсморазведки отраженными волнами.**— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Приводится характеристика возможностей современной сейсморазведки МОВ применительно к задачам поисков и разведки месторождений нефти и газа. Анализируются основные направления развития метода отраженных волн.
Ил. 6. Библиогр. 7 назв.

УДК 550.834.536 (09)

П у з ы р е в Н. Н. **Развитие методов поперечных и обменных волн в сейморазведке.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Рассматриваются новые модификации сейсмических исследований, основанные на регистрации поперечных и обменных волн, пути создания которых были намечены и определены Г. А. Гамбурцевым. Дается описание современных импульсных и вибрационных источников поперечных волн, освещаются методика работ и вопросы интерпретации.
Ил. 15. Библиогр. 107 назв.

УДК 550.344.5

Г а л ь п е р и н Е. И. **Развитие методов экспериментального изучения сейсмических волн в реальных средах.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Рассматриваются пути развития поляризационного метода и метода ВСП за последние 25 лет, явившихся основой промысловой сейсмики. С развитием этих исследований можно ожидать существенного повышения эффективности всего комплекса геологоразведочных работ.
Библиогр. 7 назв.

УДК 550,347.25 (09)

К а р а е в Н. А. **Сейсмические модели и волновые поля сложнодислоцированных сред.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

В качестве эквивалентной случайной модели для сложнодислоцированных сред рассматриваются гетерогенные системы со среднемасштабными включениями. Предложен теоретико-экспериментальный метод изучения волновых полей. Установлено соответствие между реальными волновыми полями сложнодислоцированных сред и полями волн, рассеянных на гетерогенных системах.
Ил. 11. Библиогр. 19 назв.

УДК 550.834.32

В е й ц м а н П. С., К о с м и н с к а я И. П. **Истоки и развитие метода ГСЗ.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Кратко изложена история первых опытов по созданию Г. А. Гамбурцевым метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), этапов его развития и перспективы.
Ил. 3. Библиогр, 18 назв.

УДК 551.241

С о р о х т и н О. Г. **Строение активных переходных зон от океанов к континентам и их роль в образовании континентальной земной коры.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

В статье кратко рассматривается развитие современных представлений о строении активных переходных зон от океанов к континентам и показывается, что такие зоны всегда связаны с процессом поддвига океанических литосферных плит под островные дуги или континенты.
Ил. 7. Библиогр. 53 назв.

УДК 550.334.5

Л а н д е р А. В., Л е в ш и н А. Л. **Азимутально-поляризационные аномалии поверхностных волн и способы их изучения.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Рассмотрены современные методы позиционого и поляризационного анализа поверхностных сейсмических волн в сейсмологии. Продемонстрированы возможности обнаружения азимутальных аномалий, выявления отраженных поверхностных волн и разделения интерферирующих волновых цугов.
Ил. 8. Библиогр. 15 назв.

УДК 550.34.06 (09)

Белоусов В. В., Борисов Б. А., Рейснер Г. И. **Влияние трудов Г. А. Гамбурцева на развитие геологических исследований по проблемам сейсмичности.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

В трудах Г. А. Гамбурцева сформулированы важные идеи о тесной связи между глубинными и поверхностными геологическими явлениями, обосновано представление о множественности геологических критериев сейсмической опасности и о «сейсмических швах». Эти идеи имеют большое значение для современных геологических исследований по проблемам сейсмичности.
Ил. 2. Библиогр. 16 назв.

УДК 550.34.551.24

Ризниченко Ю. В. **Сейсмичность и тектоника.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Анализируются связи сейсмичности с тектоникой при решении двух кардинальных проблем: определение максимально возможных землетрясений и количественная оценка сейсмотектонических движений.
Библиогр. 22 назв.

УДК 550.834.535.550.343.62 (09)

Александров С. И., Гамбурцев А. Г., Гамбурцева Н. Г., Кузнецов В. В., Кулагин А. В., Николаев А. В., Стародубровская С. П. **Метод сейсмического просвечивания в проблеме прогноза землетрясений.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Наблюдения, поставленные в Южном Таджикистане, характеризуются тем, что при сравнительно стабильных источниках возбуждения просвечиваются разные структурные этажи земной коры в разных азимутах при пересечении разломных зон под разными углами; используется широкая совокупность параметров волнового поля, наряду с одноточечными используются многоточечные наблюдения. Выявлены пространственные и временные вариации некоторых параметров.
Ил. 5. Библиогр. 22 назв.

УДК 550.343

Кейлис-Борок В. И., Лукина Е. Н., Ротвайн И. М., Сидоренко Т. В. **Аномальное группирование землетрясений перед сильными землетрясениями.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Рассматривается аномальное группирование землетрясений в пространстве — времени — энергии. На основе выявленной закономерности сформулирован долгосрочный сейсмологический предвестник — взрыв афтершоков.
Ил. 7. Табл. 2. Библиогр. 23 назв.

УДК 550.3 (09)

Гамбурцев Г. А. **Перспективный план исследований по проблеме «Изыскание и развитие методов прогноза землетрясений».** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Дается перспективный план работ Геофизического института АН СССР на 1952—1955 гг. по проблеме прогноза землетрясений.

УДК 550.3 (09)

Садовский М. А., Нерсесов И. Л., Писаренко В. Ф. **О работах академика Г. А. Гамбурцева по прогнозу землетрясений.** — В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982.

Рассмотрены подходы и идеи Г. А. Гамбурцева к проблеме прогноза землетрясений и его деятельность в этом направлении. Составленная в ИФЗ новая «Научная программа исследований по прогнозу землетрясений» органически развивает работы Г. А. Гамбурцева в этом направлении.
Библиогр. 2 назв.

3821