

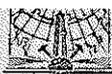
А. Ф. Шацкий

КОМПЛЕКСНОЕ
ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ЗАДАЧ

И. Г. КЛУШИН

КОМПЛЕКСНОЕ
ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ЗАДАЧ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве учебного пособия
для студентов вузов, обучающихся по специальности
«Геофизические методы поисков и разведки месторождений
полезных ископаемых»*



Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение
Ленинград • 1968

В книге описаны комплексное применение геофизических методов и основные геологические результаты, достигнутые с их помощью при изучении внутренних зон Земли, верхней мантии и земной коры, при тектоническом районировании территорий и акваторий. Изложено применение геофизических методов для поисков месторождений нефти и газа с учетом особенностей методики исследований в различных геологических регионах. Рассмотрено комплексное применение методов геофизики при поисках месторождений каменного угля, солей, при решении задач инженерной геологии и гидрогеологии.

Книга предназначена для студентов геофизической специальности геологоразведочных, горных и нефтяных вузов, может быть полезна инженерно-техническим работникам геофизических партий.

Рецензенты:

1. Кафедра полевой геофизики МИНХ и ГП им. И. М. Губкина.
2. Д-р геол.-минер. наук В. Д. Наливкин.

Научный редактор — д-р физ.-мат. наук, проф. А. А. Логачев.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы комплексного применения геофизических методов и совместного истолкования (интерпретации) разнородных материалов имеют очень важное значение в практике геологических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых. Основная трудность заключается в том, что оптимальное соотношение избранных методов сильно изменяется в зависимости от изменения технического уровня самих методов и конкретизации поставленной задачи. Строгие теоретические основы рационального комплексирования методов, по существу, не разработаны, и, пожалуй, геофизики повинны в этом не так уж сильно. Дело в том, что соответствующие разделы высшей математики, на которые можно опираться при разработке таких основ, сами очень молоды. Можно предположить, что использование теории стратегических игр, исследования операций, статистической теории принятия решений поможет создать в будущем теоретические основы комплексного применения различных методов разведочной геофизики, а также геологии и геохимии.

В настоящее время рациональное сочетание методов определяется опытным путем. Этот путь тоже позволяет прийти к правильному решению, однако для наибольшей достоверности результатов необходимо опираться на возможно более широкий круг фактических данных.

Объективно воспринятый и сконденсированный опыт очень многих геофизических исследований является главным содержанием книги. При этом совершенно исключены из поля зрения такие формальные моменты интерпретации, как построение различных палеток, номограмм и т. п. Все внимание уделено физическим предпосылкам, надежности интерпретации и особенно геологическим результатам.

При подготовке книги использованы регулярно публикуемые материалы геофизических исследований. Основное внимание уделено работам советских геофизиков, что вполне естественно, если учесть,

что половина геофизических партий мира работает в СССР. Вместе с тем широко привлечены материалы геофизиков Польши, Венгрии, Румынии, Чехословакии, Канады, Франции, США, Англии, Японии, Австралии, а по отдельным вопросам — материалы геофизиков Югославии, Индии, Израиля, ГДР и ФРГ.

Книга написана как учебное пособие для студентов геофизической специальности (специализация «Структурная геофизика») и содержит изложение курса лекций, который автор читает в течение ряда лет в Ленинградском горном институте. Учитывая характер специализации, автор не включил в книгу вопросы применения геофизических методов для поисков рудных месторождений. Книга может быть полезной для студентов геологических специальностей, изучающих геофизические методы, а также для работников геофизических и геологических партий.

Замечания по книге автор просит направлять по адресу: Ленинград, В-26, В. О., 21 линия, д. 2, Горный институт, геофизический факультет.

ВВЕДЕНИЕ

Область применения геофизических методов при решении геологических задач весьма велика: от изучения глубинных зон коры и мантии Земли до исследования микротрещиноватости угольных пластов. Основная задача комплексных геофизических исследований — участие в расширении минерально-сырьевой базы народного хозяйства, вспомогательная — проектные изыскания при строительстве крупных сооружений.

Расширение промышленного и сельскохозяйственного производства, предусмотренное программой построения коммунизма в СССР, возможно лишь при неуклонном росте надежно разведанных запасов полезных ископаемых. Для того чтобы к 1980 г. уровень производства в СССР возрос в 6 раз по сравнению с уровнем, достигнутым в первой половине 60-х годов, приблизительно в таком же объеме должны быть увеличены разведанные запасы сырья. Все более настойчиво будут исследоваться труднодоступные области, занятые заболоченными тундрами, тайгой и пустынями. Резко увеличится глубина детального исследования недр.

Поиски месторождений полезных ископаемых будут вестись с учетом неодинаково возрастающих потребностей народного хозяйства в отношении отдельных видов сырья. Первое место в поисковых и разведочных работах в настоящее время занимают работы на нефть и газ. Эта тенденция, несомненно, сохранится еще длительное время, поскольку она характерна для развития экономики всего мира и отражает объективные потребности человеческого общества в источниках энергии и сырья для производства разнообразных продуктов.

Обзор развития горной промышленности показывает, что в 1700 г. $\frac{1}{3}$ стоимости добычи приходилась на золото, $\frac{1}{4}$ — на уголь и $\frac{1}{8}$ — на медь. В XIX в. увеличилась доля угля, который в течение целого столетия занимал первое место. Второе и последующие места по стоимости суммарной добычи занимали золото, железо, медь, нефть. С 1933 г. нефть занимает первое место. Положение еще более укрепилось после того, как началась промышленная разведка и добыча природного газа. Даже в таких отдаленных областях мира, как Аляска, уменьшение добычи золота сопровождается ростом добычи нефти.

В топливном балансе нашей страны нефть и газ составляют приблизительно 50%. Почти такое же соотношение характерно для

мирового производства топлива (в 1962 г. нефть и газ составили 50, уголь — 48, гидроэнергия — 2%). Дальнейшее увеличение добычи нефти и газа предусматривает не только удовлетворение потребностей в энергии, но и все более значительное использование природных углеводородов как химического сырья. В энергетическом балансе будет постепенно увеличиваться доля атомной энергии.

Поиски залежей нефти и газа ведутся главным образом на глубине 2—3 км. В ближайшие годы будут осваиваться нижние этажи осадочной толщи земной коры, залегающие на глубине до 5—6 км. Дорогостоящее бурение проводится преимущественно на тех площадях, которые предварительно изучены геофизическими методами. Сбережение средств, необходимых для овладения запасами нефти и газа, — основной вклад структурной геофизики в развитие отечественного производства. Если учесть, что на СССР приходится приблизительно $\frac{1}{3}$ перспективных земель всего мира, можно прийти к выводу, что рост геофизических исследований на нефть и газ сохранится и в будущем. Это будет не просто количественный рост, выраженный, например, в увеличении числа поисковых партий, но и качественное совершенствование применяемой методики.

Комплексные геофизические исследования региональных и менее значительных по размерам геологических структур важны и для поисков других полезных ископаемых. Статистика показывает, что детально изучены в геологическом отношении только 10—15% земной суши, тогда как 70—75% охвачены лишь рекогносцировочными исследованиями. Добыча рудных полезных ископаемых, в первую очередь редких металлов, алюминия, меди, свинца, цинка, несмотря на тенденции к замене металлов другими материалами, будет увеличиваться более быстрыми темпами, что еще более усилит потребность в разведанных запасах. В связи с этим комплексные геофизические исследования будут привлекаться для изучения геологических объектов со сложно построенными, но хорошо выраженными физическими границами, таких как вулканогенно-осадочные толщи, древние коры выветривания, метаморфические и магматические породы докембрийских щитов и складчатых областей.

Большая часть поверхности Земли скрыта водами Мирового океана. Этот давно известный факт получил новое освещение в связи с перспективами поисков и разработки полезных ископаемых моря. Прибрежные участки континентального шельфа содержат большие запасы нефти и газа, россыпи золота, алмазов, олова. Подводные месторождения нефти и газа эксплуатируются в Каспийском море и Мексиканском заливе. Поиски и разработка подводных месторождений олова ведутся в Малайзии. Такие же россыпи обнаружены вблизи Таиланда и Индонезии. На дне океана около южного побережья Африки найдены и изучены рыхлые отложения, обогащенные алмазами. На дне Атлантического, Тихого и Индийского океанов выявлены скопления марганца. Приблизительно 10% из них пригодны для промышленной разработки. Общие запасы руд составляют многие миллиарды тонн. Наряду с марганцем конкреции содержат

медь, кобальт, никель и другие элементы. Расчеты показывают, что при определенных условиях добыча подводных ископаемых может быть дешевле, чем разработка месторождений на суше (Р. Бовран, 1964; [Меро, 1964]).

Мировой океан является общим достоянием всего человечества, но воспользоваться им смогут в первую очередь те страны, у которых есть знания и технические средства для поисков, разведки и разработки подводных богатств. Аналогично тому, как сейчас развитые страны отправляют караваны судов для лова и переработки рыбы далеко от своего побережья, в будущем специально оборудованные корабли будут направляться для сбора и переработки марганца, фосфоритов, поисков алмазов, бурения и добычи нефти. Важной фигурой команды судна будет специалист-геофизик.

ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ГЛУБИННЫХ ЗОН ЗЕМЛИ

§1. Геологические проблемы,
требующие выяснения природы глубинных зон

По мере того, как геологи и геофизики в поисках полезных ископаемых переходили к изучению горных пород, залегающих на значительных глубинах, возникло и укрепилось убеждение, что истинные причины многих геологических процессов находятся на еще больших глубинах. В настоящее время не вызывает сомнения, что такие фундаментальные понятия, как геологические ритмы, тектогенез, магматизм и многие другие, не могут быть объяснены, если не привлечь сведения об особенностях состава и строения глубоких зон Земли, располагающихся ниже дневной поверхности на сотни километров.

Прямое проникновение в глубь Земли с помощью бурения скважин ограничивается пока 7—8 км в районах поисков нефтяных месторождений и 4—3 км в районах поисков рудных месторождений. Эта величина составляет приблизительно 0,1% радиуса Земли. Отсюда легко представить, что обычными средствами геологических исследований охватывается лишь тонкая пленка вблизи поверхности нашей планеты. Тем большее значение имеют сведения о глубинных зонах Земли, полученные геофизическими методами. По своему объему эти сведения неизмеримо меньше информации, накопленной в процессе поисков полезных ископаемых и изучения верхних слоев литосферы. Однако геофизическая информация о глубинных зонах Земли незаменима.

Без обстоятельных данных о физических условиях внутри Земли, составе и состоянии вещества глубинных зон геологические гипотезы не смогут стать теорией и служить руководством при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых. Уточнение фундаментальных понятий геологической науки и практическая потребность в квалифицированном направлении поисков полезных ископаемых настоятельно требуют полноценной информации о глубинных зонах Земли.

§ 2. Зональность строения Земли

Представление о неоднородности Земли — наличии в ней крупных зон, существенно отличающихся друг от друга, — следует из простого сопоставления средней плотности горных пород, выходящих на поверхность ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$), со средней плотностью вещества планеты.

Воспользуемся известной из курса гравиметрии формулой, описывающей гравитационное притяжение тела сферической формы,

$$g = f \frac{M}{R^2} = \frac{4}{3} \pi R^3 f \sigma_{\text{ср}} \frac{1}{R^2}, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, м/сек^2 ;

f — гравитационная постоянная ($6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{сек}^{-2}$);

M — масса Земли (произведение объема на среднюю плотность);

R — расстояние по вертикали от точки наблюдения до центра массы тела сферической формы.

Пренебрегая сплюснутостью Земли у полюсов и полагая расстояние R равным ее среднему радиусу (6371 км), а вместо g подставляя среднее значение ускорения силы тяжести на поверхности ($9,8 \text{ м/сек}^2$), находим, что средняя плотность вещества планеты равна $5,52 \text{ г/см}^3$. Полученное значение более чем в два раза превышает величину средней плотности горных пород. Это, несомненно, указывает на то, что вещество, слагающее глубинные зоны, должно иметь большую плотность.

Пример со средней плотностью Земли весьма элементарен и давно известен, однако имеет методический интерес. Он показывает, как можно сделать заключение о свойствах вещества внутри Земли, привлекая известные теоретические положения к физическим явлениям на поверхности.

Основные сведения о строении глубинных зон получены путем систематического накопления, обработки и истолкования данных об упругих волнах, возникающих при землетрясениях. Важную роль играют наблюдения за приливами твердой оболочки Земли, возникающими вследствие переменного во времени влияния Луны, Солнца, наблюдения за наклонами земной поверхности относительно невозмущенного уровня Мирового океана и за изменениями электромагнитного поля Земли.

Комплексное истолкование данных геофизики, геологии, геодезии, астрономии с привлечением материалов лабораторных экспериментов над образцами горных пород позволяет составить определенное представление о строении внутренних зон. Наиболее важные сведения по сравнению с другими научными дисциплинами дает геофизика. Среди геофизических данных главную ценность представляют данные сейсмологии.

При землетрясениях возникают объемные и поверхностные волны, а в случае особенно сильных землетрясений — пульсирование земного шара в целом. Подавляющее большинство землетрясений

связано с разломами неоднородных по строению верхних частей Земли.

Одна из фундаментальных задач сейсмологии состоит в том, чтобы по значению времени прихода упругих волн от источника возбуждения определить закон изменения с глубиной скорости распространения упругих колебаний. В теории сейсмологии, так же

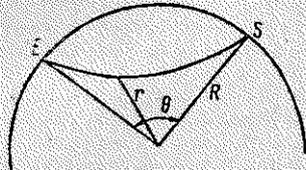


Рис. 1. Траектория сейсмического луча в функции от координат: E — эпицентр, S — станция, R — средний радиус Земли.

как в теории сейсморазведки, рассматривается большое число годографов, соответствующих различному изменению скорости с глубиной. Не имея возможности рассмотреть их здесь подробно, остановимся на выводах, следующих из анализа главнейших случаев. Дальнейшее изложение потребует введения ряда условных обозначений (рис. 1): T — время; θ — центральный угол; r — расстояние от центра Земли; $v(r)$ — скорость на расстоянии r от центра Земли.

Установлено, что кривизна сейсмического луча, проходящего Землю, существенным образом зависит от градиента скорости, а именно, если скорость увеличивается с глубиной (уменьшается с увеличением расстояния r от центра), то траектория луча изгибается кверху (рис. 2, а). В том случае, если скорость уменьшается с глубиной, луч изгибается книзу (рис. 2, б, в). Сейсмический луч может выйти к поверхности Земли, если соблюдается условие

$$\frac{dv(r)}{dr} \leq \frac{v(r)}{r} \quad (2)$$

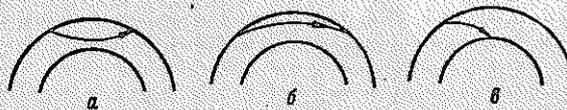


Рис. 2. Схема лучей упругих волн в Земле (Б. Гутенберг, 1960).

В противном случае луч резко изгибается вниз и превращается в спираль (рис. 2, в).

Условие

$$\frac{dv(r)}{dr} > \frac{v(r)}{r} \quad (3)$$

означает быстрое уменьшение скорости с глубиной.

Сочетание постепенного изменения скорости распространения упругих волн в пределах некоторого слоя со скачкообразным изменением скорости на подошве слоя дает картину распространения сейсмических лучей, изображенную на рис. 3. Здесь рассматривается наиболее часто встречающийся случай, когда скорость в каждом сферическом слое монотонно увеличивается с глу-

биной. Если на границе слоев скорость резко уменьшается ($v_2 < v_1$), то на годографе (рис. 3, а) получается характерная зона «сейсмической тени». Прямой волне соответствует отрезок годографа ab ; волнам, преломленным внутренним слоем, соответствуют кривые BA и BF . Интервал bB , в пределах которого регистрируются лишь слабые дифрагированные волны, огибающие препятствие в виде низкоскоростного внутреннего слоя, носит название зоны сейсмической тени. Такая зона тени служит явным признаком уменьшения скорости на некоторой глубине.

При скачкообразном увеличении скорости на границе двух слоев годограф образует характерную петлю (рис. 3, б): прямая волна распространяется на отрезке GC , отраженная — на отрезке DC ; волна, преломившаяся во внутреннем слое, — на отрезке DE . Очевидно, для прихода упругой волны в точку E требуется меньшее время, чем для прихода ее в точку C , так как в первом случае значительная часть пути проходит в среде с высокой скоростью $v_2 > v_1$.

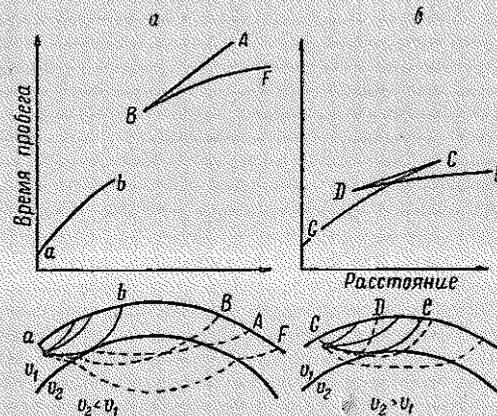


Рис. 3. Схематические годографы волн, проходящих через двухслойную сферу (Б. Гутенберг, 1963).

Статистический анализ и обработка материалов по многим землетрясениям позволили определить графики изменения с глубиной скорости v распространения продольных P и поперечных S волн. Эти графики изображены на рис. 4. По характерному изменению $v_P(r)$ и $v_S(r)$ Земля подразделяется на ряд зон, важнейшими из которых являются земная кора, мантия и ядро.

Толщина земной коры составляет 15—60 км. В качестве поверхности раздела между корой и мантией обычно принимают границу Мохоровичича¹ (граница M). На подошве земной коры скорость продольных волн резко возрастает с 6,5—7,4 до 8—8,2 км/сек. Далее следует обширная оболочка (мантия), четко отделяющаяся по изменению физических свойств от ядра. Граница мантии и ядра располагается на глубине 2900 км.

На поверхности ядра скорость распространения продольных волн скачком уменьшается с 13,7 до 8 км/сек. Скачкообразное, а не

¹ Названа в честь югославского сейсмолога Андрея Мохоровичича, впервые наблюдавшего в 1909 г. интенсивные вступления волн, связанных со скачкообразным увеличением v_P на глубине нескольких десятков километров.

плавное изменение скорости подтверждается регистрацией четких волн, отраженных от поверхности земного ядра. График скорости поперечных волн, отмечающий возрастание с 4,4 до 7,3 км/сек, обрывается на глубине 2900 км. В ядре (либо по крайней мере в его внешней части) поперечные волны не распространяются. Скорость распространения продольных волн внутри ядра возрастает, достигая в промежуточной зоне 10,3, а в центре 11,2 км/сек.

Американский геофизик К. Буллен подразделил Землю на слои *A, B, C, D, E, F, G* (рис. 4). В его обозначениях слой *A* является земной корой, слои *B, C, D* составляют мантию, а слои *E, F, G* — ядро

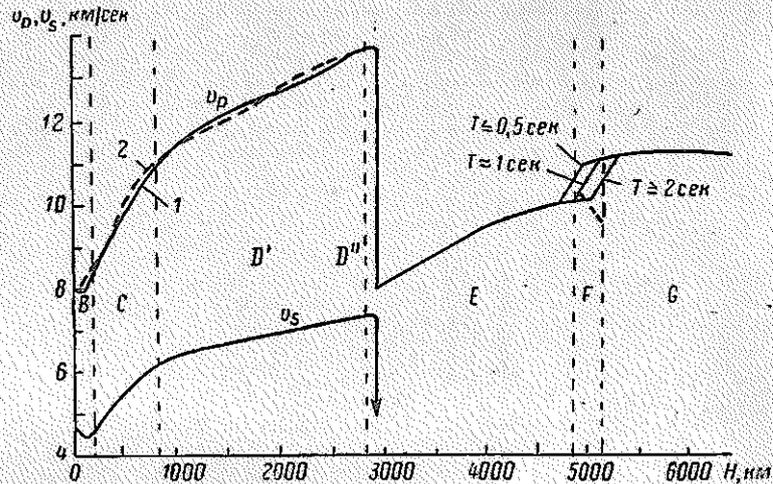


Рис. 4. Изменение скорости v сейсмических волн P и S с глубиной. 1 — по Б. Гутенбергу (1959); 2 — по Джеффрису (1960); в зоне F возможна дисперсия.

Земли. Подразделение мантии на слои *B, C* и *D* основано на учете градиента изменения скорости в функции от глубины, наличии границ, создающих отраженные волны при сильных взрывах, а также на привлечении некоторых других признаков.

Глубина залегания границы между слоями *B* и *C* точно не установлена. По мнению исследователей, она может быть где-то в пределах от 200 (по Гутенбергу) до 410 км (по Буллену). Слой *C*, отличающийся особенно резким изменением свойств по мере изменения глубины, кончается на глубине 900—950 км. Далее следует сравнительно однородный слой *D*.

В пределах слоя *B* (глубина 100—200 км) выделяется область небольшого понижения скорости. Природа этой области подробно рассматривается в § 6. Разграничение слоев *B* и *C* производится на основании ярко выраженной особенности — кажущиеся углы выхода сейсмической радиации растут особенно быстро на эпицентральных расстояниях (выраженных в угловой мере) около 20° . Так называемая

«двадцатиградусная граница» впервые выделена в 1916 г. Б. Б. Голицыным.

Для объяснения быстрого возрастания углов выхода сейсмической радиации при $\theta = 20^\circ$ обратимся к рис. 5. Как отмечалось выше, кривизна сейсмических лучей зависит от градиента скорости. При построении было принято неравномерное увеличение скорости с глубиной: средний слой, ограниченный сверху сферической поверхностью радиуса r_1 , а снизу — поверхностью радиуса r_2 , характеризуется большим градиентом возрастания скорости, чем выше- и нижележащие слои. В интервале AB сейсмические лучи сгущаются, причем углы выхода лучей на небольшом расстоянии быстро возрастают. Положение интервала AB относительно источника возбуждения упругих волн зависит от мощности слоев и изменения скорости.

По сравнению со слоем B слой D представляется более однородным. На графиках v_p и v_s ему соответствуют пологие ветви, монотонное возрастание v_p с 11 до 13,7 и v_s с 6,3 до 7,3 км/сек. Слой D принято подразделять на слои D' и D'' .

Наряду с графиками v_p и v_s при определении границ между зонами учитываются другие данные, в частности сведения об отношении амплитуд продольной и горизонтально поляризованной поперечной волны в функции от глубины проникновения сейсмического луча.

Резкие «всплески» отношения амплитуд объясняются изменением физических параметров на соответствующих глубинах. Наиболее отчетливые максимумы отвечают глубинам 200—300 и 900—1000 км.

Разделение ядра на внешнее E и внутреннее G основано на учете значительного искривления сейсмических лучей, которое не наблюдалось бы при однородном ядре. Толщина переходной зоны F , разделяющей внешнее и внутреннее ядро, по оценкам сейсмологов может достигать 300—400 км.

Подытоживая параграф, отметим еще раз, что сейсмологические данные позволили выделить внутри Земли крупные зоны, отличающиеся по физическим параметрам: земную кору, мантию, ядро. Внутри каждой из этих зон обнаружены дополнительные границы раздела. Горизонтальная неоднородность строения глубинных зон Земли убывает по мере приближения к центру. Есть основания полагать, что это объективная закономерность, а не следствие того, что по мере удаления объекта исследования от земной поверхности приходится оперировать все более осредненными и приближенными характеристиками.

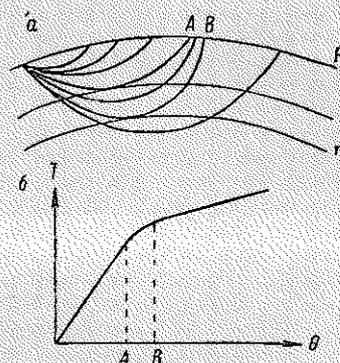


Рис. 5. Траектории сейсмических лучей (а) и годограф (б) в случае быстрого возрастания скорости в сферическом слое $r_1 - r_2$. (Е. Ф. Саваренский и Д. Р. Кирнос, 1955).

§ 3. Физические условия и состояние вещества внутри Земли

Физические условия внутри Земли — давление и температура — могут быть приближенно определены с помощью известных теоретических соотношений и некоторых экспериментальных данных. Последние накладывают ограничения на изучаемые величины в условиях, достигнутых лабораторными опытами и наблюдаемых вблизи поверхности Земли.

ПЛОТНОСТЬ, СИЛА ТЯЖЕСТИ И ДАВЛЕНИЕ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Для расчета давления внутри Земли используется уравнение гидростатики, которое связывает изменение давления с величиной силы тяжести и плотностью:

$$\frac{dp(r)}{dr} = -g(r)\sigma(r), \quad (4)$$

где p — давление;
 g — сила тяжести;
 σ — плотность;
 r — расстояние от центра Земли.

Возможность использования закона гидростатики в приложении к рассматриваемой задаче подтверждается тем, что сжатие вращающейся Земли сравнительно точно соответствует тому сжатию, которое наблюдалось бы в случае замены реального вещества Земли жидкостью. Величина сжатия Земли с высокой точностью находится по наблюдениям за траекториями искусственных спутников Земли.

Принтегрировав уравнение (4), найдем p в функции от r . Вычисленное таким образом давление характеризует вес столба горных пород, поперечное сечение которого равно единице площади.¹

Для определения $p(r)$ предварительно потребуется найти зависимость силы тяжести от глубины и распределение плотности вдоль радиуса Земли. Поскольку $g(r)$ в свою очередь зависит от $\sigma(r)$, познакомимся с графиком плотности.

Зависимость плотности от глубины определяется с учетом плотности горных пород вблизи поверхности Земли, средней плотности Земли, моментов инерции относительно экваториальной и полярной осей. Принимается во внимание связь плотности со скоростью распространения продольных и поперечных упругих волн и некоторые другие соотношения. Например, направления смещения и амплитуды продольных волн, отраженных от четких границ, используются для оценки тех пределов, в которых может изменяться отношение плотностей сред, лежащих по обе стороны от границы.

¹ В системе СИ единица давления — ньютон на квадратный метр (n/m^2). Соотношение с другими единицами давления таково: $1 \text{ атм} = 101\,325 \text{ н/м}^2$, $1 \text{ кбар} = 10^8 \text{ н/м}^2$; $1 \text{ бар} \approx 1 \text{ атм}$.

Связь плотности со скоростью распространения волн P и S и упругими постоянными среды выражается формулами, известными из теории упругости:

$$v_P^2 = \frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\sigma}; \quad v_S^2 = \frac{\mu}{\sigma}, \quad (5)$$

где k — модуль объемной упругости;
 μ — модуль сдвига (жесткость).

Уравнений (5) недостаточно для определения плотности, так как с двумя исходными величинами (v_P и v_S) связаны три другие (k , μ , σ). Очевидно, необходимы дополнительные данные. Эти данные получают, изучая приливы твердой оболочки Земли, возникающие аналогично приливам морей и океанов вследствие притяжения Луны и Солнца. Важные сведения получают также, анализируя собственные колебания Земли, которые возникают при особенно сильных землетрясениях, и наблюдая свободную нутацию оси вращения Земли.

Приливные силы стремятся вытянуть Землю в направлении к Луне и сжать ее в перпендикулярном направлении. При этом возникают деформации всей толщи Земли от центра до поверхности. Размер приливных колебаний достигает первых десятков сантиметров. Так, например, в Москве величина колебаний составляет около 40 см (Н. Н. Парийский, 1963). Наблюдения за приливами ведутся с помощью гравиметров и наклономеров. Современные наклонометры позволяют следить за изменением наклона поверхности Земли, которое соответствует смещению 1 мм на расстоянии в несколько сотен километров. Гармонический анализ приливных деформаций, измеренных с высокой точностью в течение длительного времени, позволил уточнить упругие постоянные всей Земли в целом и выявил существенные различия в строении мантии в пределах отдельных геологических регионов. Так, например, твердые приливы в Центральной Азии меньше по амплитуде, чем в Европе, что, несомненно, указывает на глубинную неоднородность мантии (Н. Н. Парийский, 1962).

Собственные (свободные) колебания Земли возникают при особенно сильных землетрясениях и подразделяются на сфероидальные и крутильные. Колебания той и другой группы проходят по сложным траекториям, среди сфероидальных колебаний выделяют чисто радиальные сжатия и расширения. Частотам, характеризующим свободные колебания Земли, соответствуют максимумы энергии, аналогичные линиям спектра электромагнитных колебаний.

Одной из сильнейших сейсмических катастроф было землетрясение 22 мая 1960 г. в Чили. Спектры колебаний Земли, полученные в результате анализа сейсмограмм этого землетрясения, сопоставлены с теоретическими спектрами, которые вычислены для нескольких моделей строения Земли и отличаются законом распределения плотности и скорости распространения упругих волн. Вместе с другими

данными материалы по анализу собственных колебаний Земли подтвердили, что наиболее вероятное распределение плотности внутри Земли соответствует модели, обоснованной К. Булленом и В. Гутенбергом (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Оболочка	Интервал глубин, км	Интервал плотности, г/см ³	Доля полной массы, %	
Кора А	0—33	2,7—3,0	0,8	
Мантия {	В	33—400	3,32—3,65	10,4
	С	400—1000	3,65—4,68	16,4
	Д	1000—2900	4,68—5,69	41,0
Ядро {	Е	2900—5000	9,40—11,5	31,4
	Ф	5000—5100	11,5—12,0	
	Г	5100—6371	12,0—12,3	

Как следует из табл. 1, скачок плотности на границе ядра и мантии достигает 3,7 г/см³. Другим границам внутри Земли отвечают изменения градиента плотности. Наиболее точно плотность определена в мантии, менее точно — в пределах ядра.

Наряду с данными о плотности σ полезно привести сведения о коэффициенте объемной упругости и жесткости. Ниже указаны типичные значения жесткости пород (10^{11} дин/см² = 100 кбар) земной коры и мантии (по В. Гутенбергу):

Аллювий вблизи поверхности	0,1
Аллювий на глубине 2 км	1
Третичный песчаник на глубине 2 км	2
Очень древние осадки на глубине 2 км	4
Гранитно-метаморфический слой континентов	3
Более глубокие континентальные слои	4
Верхняя мантия	7—12

Модуль объемной упругости, по данным В. Гутенберга (1963), имеет значение $(4 \div 10) \cdot 10^{11}$ дин/см² в случае изверженных и метаморфических пород, увеличиваясь по мере уменьшения содержания окиси кремния. Для пород верхней мантии характерно значение $(1,5 \div 3) \cdot 10^{12}$ дин/см², а для ядра — 10^{13} дин/см².

Распределение плотности с глубиной позволяет найти соответствующее распределение силы тяжести внутри Земли. Притяжение масс в точке, расположенной на расстоянии r от центра Земли, формально может быть разделено на притяжение внешнего сферического слоя толщиной $R - r$ и притяжение сферы радиуса r . Притяжение внешнего сферического слоя, однородного по плотности в любой внутренней точке, равно нулю. Сферический слой с плотностью, зависящей от расстояния до центра, заменяется суммой однородных по плотности тонких концентрических слоев. Их общее притяжение во внутренней точке равно нулю. Поэтому остается учесть притяжение

сферы радиуса r с плотностью $\sigma(r)$. Для этой цели используется соотношение, известное из курса гравиметрии.

График $g(r)$ изображен на рис. 6. Сила тяжести изменяется в небольших пределах в мантии и почти линейно убывает к центру Земли.

Возвращаясь к равенству (5) и подставляя в него функции $g(r)$ и $\sigma(r)$, получаем выражение для $p(r)$. Давление внутри Земли на расстоянии r равно давлению столба горных пород, имеющего высоту $R - r$:

$$p(r) = \int_r^R g(r) \sigma(r) dr. \quad (6)$$

Подсчеты по формуле (6) приводят к очень большим значениям p — сотни килобар в мантии, $(1,3 \div 1,5) \cdot 10^6$ бар на границе мантии и ядра и $(3,5 \pm 0,5) \cdot 10^6$ бар (три миллиона атмосфер!) в центре ядра. Подобные давления достигаются в течение небольших промежутков времени при физических экспериментах, использующих ядерные взрывы. При таких высоких и даже при существенно меньших давлениях возможна перестройка структуры вещества, переходы из одного фазового состояния в другое.

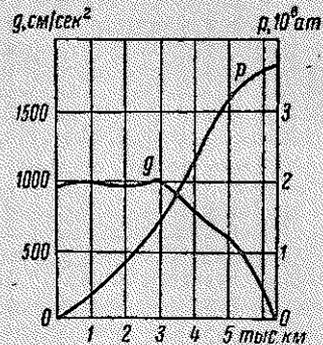


Рис. 6. Изменение силы тяжести g и давления p внутри Земли [Магницкий, 1965].

ТЕМПЕРАТУРА ВНУТРИ ЗЕМЛИ И ПОТОК ТЕПЛА ЧЕРЕЗ ЕЕ ПОВЕРХНОСТЬ

Для суждения о величине температуры T внутри Земли необходимо учесть возможные источники тепла, знать градиент температуры вблизи поверхности, иметь представление о тепловых свойствах вещества и возможном механизме переноса тепла. Результаты вычисления T внутри Земли в некоторой степени зависят также от того, какой гипотезы о термической истории Земли мы придерживаемся.

Различают внешние и внутренние источники тепла Земли. Поток солнечной энергии, достигающий дневной поверхности, составляет приблизительно 10^{-2} кал/см²·сек. Поток тепла,¹ следующий из недр нашей планеты и вызванный внутренними источниками, равен приблизительно 10^{-6} кал/см²·сек. Таким образом, на поверхности Земли главное значение имеет внешний источник тепла. Однако влияние этого источника быстро убывает по мере продвижения в глубь Земли. Годовые колебания температуры на глубине 8 м не превышают 1° С, на глубине 15—20 м они практически не сказываются.

¹ Под этим термином в геофизической литературе понимается величина, определяемая в физике как поверхностная плотность теплового потока.

Среди внутрипланетных источников тепла ведущая роль принадлежит радиоактивным элементам. Существенный вклад может дать процесс гравитационной дифференциации глубинного вещества. Наблюдаемый поток тепла вынуждает предполагать, что радиоактивные элементы сконцентрированы преимущественно в земной коре и верхней мантии.

Высокоточные измерения температуры, проведенные в глубоких скважинах и шахтах, показывают, что возрастание температуры с глубиной существенно зависит от состава пород и может изменяться от 10—12 до 40—50° С на 1 км. На температуру влияют также местные источники тепла, гидрогеологические особенности, а в ряде случаев и особенности распределения температуры в прошлом, например, периоды оледенения в последние десятки тысяч лет. Типичные графики изменения температуры с глубиной построены на рис. 7.

Рис. 7, а показывает результаты измерения температуры на нефтяном месторождении Небит-Даг, расположенном в пределах складчатой области Юго-Западной Туркмении (В. П. Бобелюк, 1962). Подобные зависимости характерны и для других районов мощного накопления терригенных пород. Рис. 7, б приводит результаты измерения температуры в толще древних кристаллических пород Южной Африки (Е. К. Буллард, 1939). Близкие к кривой рис. 7, б кривые $T(z)$ получены при измерениях на Украинском и Австралийском кристаллических щитах. Так, например, в Криворожском железорудном бассейне температура на глубине 1000—1500 м не превышает 20—25° С (З. Г. Муромцева, 1963).

Различие между щитом и складчатой областью естественно, однако и в пределах платформ градиент неодинаков: на молодых больше, чем на древних.

Как правило, при значительном увеличении глубины наблюдается закономерное уменьшение температурного градиента. Эта особенность отмечена при проведении термических исследований в глубоких скважинах месторождений Нефтяные Камни и Челекен (З. Я. Кравчинский, А. Алиева, 1964), в Предкавказье и других местах.

По величине температурного градиента $\frac{dT}{dz}$ и теплопроводности λ горных пород вычисляют тепловой поток Q через земную поверхность:

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dz}. \quad (7)$$

Средняя теплопроводность изменяется от $(3 \div 5) \cdot 10^{-3}$ у терригенных осадочных пород до $(5 \div 10) \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град у кристаллических. Представление о возможных вариациях теплопроводности в разрезе дает рис. 7, б. Теоретические оценки теплопроводности вещества мантии, сделанные различными исследователями, не сходятся между собой. Общее мнение таково, что с глубиной теплопроводность возрастает и может быть во много раз больше теплопроводности пород земной коры.

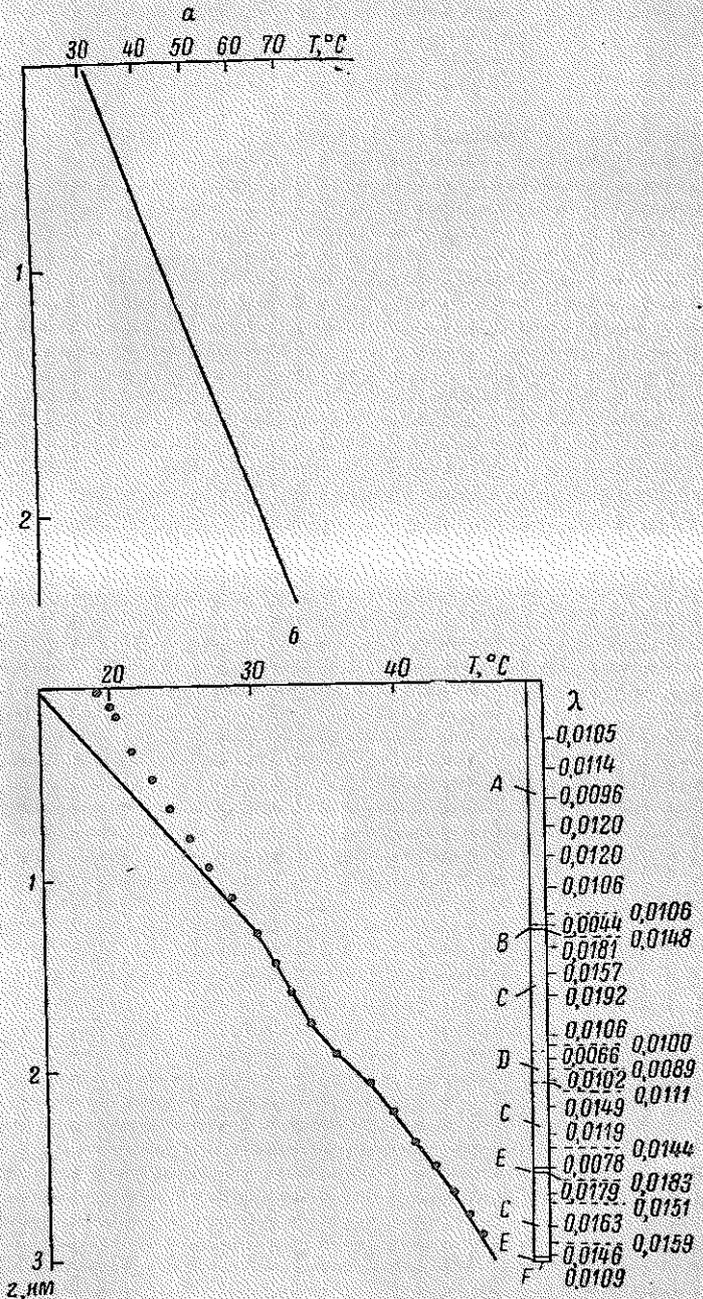


Рис. 7. Изменение температуры с глубиной.
 А — доломит; В — черный шифр; С — кварцит; D — дайки и сланцы;
 E — дайки; F — сланцы.

Тепловой поток обычно меняется в меньших пределах, чем теплопроводность и температурный градиент, поскольку высокие значения $\frac{dT}{dz}$, как правило, характерны для районов, где в разрезе имеются толщи плохо проводящих тепло осадочных пород. Среднее значение теплового потока приблизительно одинаково для континентов и океанов и составляет около $(1,2 \div 1,4) \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек} \approx 5 \cdot 10^{-6} \text{ вт/см}^2$ или несколько больше этой величины.

Колебания относительно средней величины теплового потока наиболее характерны для геосинклинальных областей. Примером может служить Япония и прилегающие к островам моря (рис. 8). Измерения теплового потока в нескольких десятках пунктов (шахты, рудники, скважины нефтяных и газовых месторождений, железнодорожные туннели и т. п.; рис. 8, б) показали, что область наиболее высоких значений $Q \geq 2 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ совпадает с областью В кайнозойского вулканизма и тектогенеза, причем особенно большой поток тепла $\sim 10,8 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ отмечен вблизи пересечения крупного разлома Фосса Манга (FM) и срединной тектонической линии ML. Этот разлом меридионального простирания рассекает о. Хонсю на два блока, имеющих разное геологическое строение и ориентировку.

Область наиболее низких значений $Q \leq 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ тяготеет к глубоководной впадине С (глубина свыше 6000 м), расположенной со стороны Тихого океана. Промежуточное значение теплового потока установлено в пределах зон развития метаморфических пород А на юго-западе и севере Японии. Среднее значение теплового потока на суше равно $1,55 \cdot 10^{-6}$, на море — $1,3 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, т. е. превышает величину, характерную для Земли в целом, но не очень значительно.

Более существенные отличия теплового потока отмечены в отдельных уникальных районах суши, как правило, близких к молодым складчатым сооружениям, а также в срединных океанических хребтах. Одним из наиболее интересных с точки зрения геотермики районов мира является Венгерская (Паннонская) межгорная впадина, окруженная Карпатами и Динарами. Бассейн, выполненный преимущественно третичными отложениями, заложен на срединном массиве, который зажат между складчатыми сооружениями.

Мощность земной коры в Паннонской впадине составляет всего 25 км, что значительно меньше, чем в окружающих горах, и меньше средней величины по Европе. Таким образом, хорошо проводящие тепло и, видимо, более разогретые породы мантии здесь приближены к поверхности Земли. Поэтому градиент температуры в осадочных породах достигает 50—80 град/км, а средний поток тепла $Q = 2,4 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ почти в два раза больше величины, характерной для Земли в целом (Т. Болдизсар, 1964). Наибольший поток тепла отмечен в тех участках впадины, где кристаллические породы приближаются к дневной поверхности.

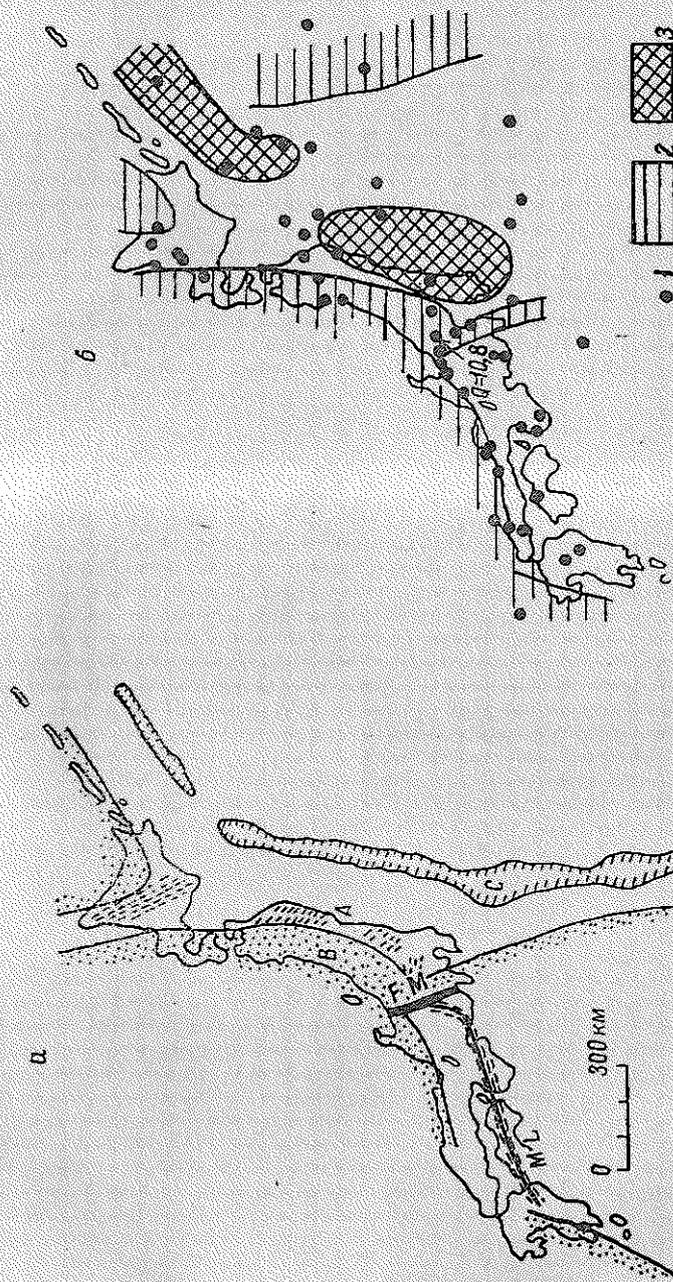


Рис. 8. Схематическая геологическая карта (а) и распределение теплового потока Q в Японии (б) (К. Хорай и С. Уэда, 1963).

1 — пункты измерения Q ; 2 — область $Q > 2 \cdot 10^{-6}$; 3 — область $Q < 1 \cdot 10^{-6}$ ккал/(см² · сек).

Термальные воды Венгрии представляют собой крупный источник энергии. То же самое можно сказать о термальных водах Предкавказья. Здесь тепловые аномалии связываются с глубинными разломами, которые служат зонами повышенной теплопроводности и путями проникновения горячих вод в верхние горизонты коры.

В районе Лардерелло (Италия) геотермический градиент достигает $200-800$ град/км, а тепловой поток доходит до $(8 \div 14) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, т. е. почти на порядок более обычной величины. В этом районе с помощью геофизических методов ведутся поиски источников подземного пара, пригодных для эксплуатации.

Приведенные примеры интересны с точки зрения эксплуатации энергетических ресурсов, заключенных в подземном тепле, и служат наглядным доказательством того, что районы активного тектогенеза и вулканизма в целом обладают более контрастной и яркой геотермической характеристикой, чем другие участки Земли. Для оценки температуры внутри Земли предпочтительнее рассматривать материалы геотермических исследований кристаллических щитов, где широко представлены кристаллические породы, теплопроводность которых более или менее близка к теплопроводности матернала, слагающего нижние этажи земной коры и верхнюю мантию.

Стабильность геологических условий позволяет считать, что вариации теплового потока вследствие местных геологических особенностей пренебрежимо малы. Выявленные небольшие вариации Q на щитах согласуются с режимом современных движений. Так, по данным Е. А. Любимовой (1963), тепловой поток в Кривом Роге равен $0,74 \cdot 10^{-6}$, а вблизи Киева — $0,62 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Район Кривого Рога испытывает современные тектонические движения с преимущественной тенденцией к поднятию (1 см/год), тогда как в пределах изученного участка Киевской области такие движения не проявляются (Ю. А. Мещеряков, 1958).

Начальная величина градиента температуры в верхних зонах Земли, принятая по материалам изучения кристаллических щитов, составляет приблизительно $10-12$ град/км. Близкий по величине градиент получается при сопоставлении температуры изливающихся лав с вероятной глубиной залегания первичных магматических очагов, питающих вулканы. По сейсмологическим данным глубина залегания очага Ключевского вулкана (Камчатка) составляет около 60 км (Г. С. Горшков, 1958), очаги вулканов Гавайских островов находятся на такой же либо несколько большей глубине. Учитывая, что температура изливающихся лав равна $1000-1200^{\circ}$ С и некоторые колебания относительно этой величины возможны за счет реакций с выделением и поглощением тепла при движении магмы по каналу до поверхности Земли, получаем приближенное значение градиента $15-20$ град/км. Это значение относится к большему интервалу глубины, чем измерения в шахтах и рудниках, однако типично лишь для районов активного вулканизма.

Причины и характер уменьшения температурного градиента с глубиной строго исследованы в ряде работ. По представлениям

специалистов, перенос тепла в недрах Земли осуществляется с помощью теплопроводности, лучистого теплообмена и подкорковых течений вещества. В верхних зонах главное значение имеет теплопроводность, а с глубиной увеличивается влияние других процессов, особенно лучистого теплообмена.

В отношении термической истории Земли наиболее признана точка зрения о медленном постепенном разогревании планеты под влиянием радиогенного тепла. Тепло выделяется небольшим по мощности слоем пород коры и верхней мантии и распространяется внутрь Земли и в окружающее пространство.

Суммируя многочисленные оценки температуры в недрах Земли, В. А. Магницкий [1965] указывает следующие основные температуры (индекс указывает глубину, км): $T_{100} = 1100 \pm 1300$, $T_{1000} = 1400 \pm 1700$, $T_{2900} = 2200 \pm 4700^\circ \text{C}$. График наиболее вероятного изменения температуры с глубиной и возможные пределы построены на рис. 9.

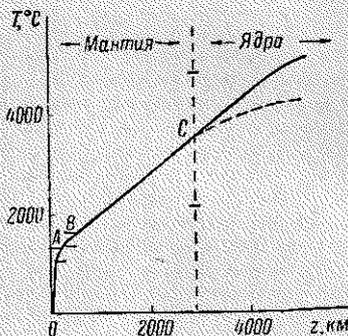


Рис. 9. Температура в Земле [Магницкий, 1965]. Пунктир — менее вероятные значения.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ВЕЩЕСТВА ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Наблюдения за изверженными породами, которые проникают на поверхность из глубинных недр Земли, и качественное соответствие между составом изверженных пород и глубиной их первоначального залегания, устанавливаемое геологическими методами, дают основание полагать, что по мере углубления от дневной поверхности должен изменяться химический состав вещества Земли. Сопоставляя химический и петрографический составы изверженных пород с плотностью и скоростью распространения упругих волн, при соответствующих давлениях и температурах, можно прийти к выводу о закономерном уменьшении с глубиной процентного содержания кремнезема (SiO_2) в горных породах коры и верхней мантии, т. е. об увеличении основности пород.

Часто используется подразделение кристаллической толщ пород на слои: сиалический, симатический и ультрасиматический. Сиалический слой соответствует верхней части коры, богатой кремнием и алюминием (Si, Al). Симатический слой, сопоставляемый с нижней частью коры, обогащен соединениями кремния и магния (Si, Mg) в пропорциях, характерных для пород типа габбро. Ультрасиматический слой сопоставляется с верхней мантией и предположительно должен быть сложен ультраосновными породами типа перидотита (дунита).

Объяснение дальнейшего изменения физических параметров только за счет изменения химического состава вещества встречает возражения. Эти возражения иногда распространяются на породы верхней мантии.

Воздействие температуры и давления является причиной перестройки структуры вещества. По достижении некоторых значений p и T вещество, сохраняя прежний химический состав, приобретает другие физические параметры. Примером может служить хорошо известное различие алмаза и графита. Эксперименты по изучению кремнезема (SiO_2) в условиях высоких давлений (115—145 кбар) и температур (1200—1800° С), которые проделал С. М. Стишов, привели к получению новой рутилоподобной модификации кремнезема, имеющей плотность 4,35 г/см³, что гораздо больше плотности обычного кварца (2,6 г/см³). Экспериментально подтвержденная возможность плотного соединения атомов кислорода и кремния подкрепляет предположение, что в зоне D мантии атомы O, Si, Mg и Fe находятся в плотнейшей упаковке.

С. М. Стишов показал, что вероятны два варианта: либо механическая смесь рутилоподобной модификации кремнезема с некоторыми минералами Mg и Fe, либо однородное вещество, состоящее из O, Si, Mg и Fe. Теоретический анализ состояния габбро и дунита при физических условиях, характерных для зоны D , сделанный В. Н. Жарковым и В. А. Калининским, позволил прийти к выводу, что ни та, ни другая порода не отвечают геофизическим данным о зоне D . В зоне D скорость и плотность нарастают в соответствии с давлением. Что касается зоны C , то, как отмечает Б. Гутенберг (1963), увеличение скоростей v_p и v_s здесь более быстрое, чем можно ожидать под влиянием давления. Предполагается, что причиной этого могут быть постепенные изменения химического состава или изменение фаз.

Выше отмечалось, что наиболее четкой границей, устанавливаемой геофизическими методами, является граница мантии и ядра. На этой границе скачком увеличивается плотность и электропроводность и уменьшается скорость распространения продольных сейсмических волн. Два факта обратили внимание исследователей на особое состояние вещества ядра: поперечные волны не проходят сквозь ядро; амплитуды приливов, вычисленные в предположении полностью твердой Земли и наблюдаемые в действительности, не совпадают. Учитывая, что поперечные упругие волны не распространяются в жидкостях, а амплитуды приливов в теле Земли сильнее, чем можно ожидать для полностью твердой Земли, ученые пришли к выводу, что ядро (или его значительная часть) не является твердым. В дальнейшем появились другие доказательства этого состояния. К ним относится запаздывание земных приливов под влиянием жидкого ядра (в соответствии с теорией М. С. Молоденского) и наблюдения амплитуд поперечных волн, отраженных границей мантия — ядро.

На сейсмограммах глубинных землетрясений неоднократно регистрировались отчетливые продольные и поперечные волны, отра-

женные от ядра. Теоретически возможно определить амплитуду отраженной поперечной волны в предположении, что нижележащая среда (ядро) находится либо в твердом, либо в жидком состоянии. Отношение наблюдаемых японскими сейсмологами амплитуд отраженных волн к вычисленным амплитудам оказалось равно примерно 0,5 в случае жидкого ядра и 9,0 — в случае твердого ядра. При расчете не было учтено рассеяние энергии в мантии и потери при прохождении волн через сейсмические границы в земной коре. Очевидно, гипотеза жидкого состояния внешней части ядра (зоны *E*) с точки зрения проведенного анализа гораздо более приемлема.

Конечно, говоря о жидком состоянии внешней зоны ядра, нужно помнить о высоком давлении, господствующем на этой глубине, иметь в виду вязкую жидкость, у которой модуль сдвига мал по сравнению с твердым веществом, но не равен нулю. По расчетам В. Н. Жаркова (1962), коэффициент отражения горизонтально поляризованных поперечных волн при малых углах выхода зависит от вязкости, что дает возможность по наблюдениям волн вблизи области сейсмической тени оценить вязкость вещества в ядре. Если бы вязкость была очень мала, то при отсутствии тангенциальных напряжений мантия свободно скользила бы относительно ядра.

В отношении внутренней части ядра (зоны *G*) большинство исследователей сходятся во мнении о ее твердом состоянии. Доказательства основаны на закономерном изменении плотности и скорости v_p , которые отличались бы от установленных значений при предположении об исчезающе малом значении модуля сдвига (жесткости).

Свойства переходной зоны *F* изучены недостаточно, даже оценки ее толщины различаются в несколько раз (100—420 км).

Вопрос о составе ядра пока не решен. Первоначально, когда была установлена высокая плотность внутренних зон Земли, появилось представление о железном составе ядра. Эта точка зрения подкрепляется находками метеоритов, которые в ряде случаев содержат до 98% никелистого железа. Возможная аналогия между составом отдельных групп метеоритов и составом внутренних зон Земли давно привлекает внимание исследователей. Аналогия основана на том, что метеориты представляют собой обломки астероидов — тел, близких планетам земной группы.

Кроме упомянутых железных метеоритов, выделяют группу железо-каменных метеоритов, которые приблизительно наполовину состоят из никелистого железа, а наполовину из минералов типа пироксена, оливина и других, и группу широко распространенных каменных метеоритов, имеющих состав, сходный с составом горных пород типа габбро и диабазов. Среди каменных метеоритов выделяются углистые хондриты, обогащенные минералами, которые содержат связанную воду, и имеющие в своем составе органические соединения, в том числе и высокомолекулярные углеводороды.

Б. Ю. Левин (1964) отмечает, что вопрос об углистых хондритах имеет важное значение для теории возникновения атмосферы

и гидросферы Земли и теории происхождения нефти. Вместе с тем Б. Ю. Левин подчеркивает, что, привлекая материалы по изучению метеоритов для объяснения возможного состава внутренних зон Земли, нужно учитывать не только возможное сходство, но и вероятные различия состава метеоритов и Земли, которые вызваны разными условиями образования и существования тел в космосе.

Гипотеза о железо-никелевом составе ядра Земли встречает трудности при сопоставлении различных планет солнечной группы. Приходится допускать, что родственные планеты имеют различный химический состав. Это затруднение отпадает, если принять гипотезу Лодочникова — Рамаева о том, что ядро Земли имеет такой же состав, что и каменный материал мантии, но находится в особом металлическом состоянии.

Возможность перехода ряда веществ в металлическую фазу при давлениях в сотни тысяч атмосфер (сотни килобар) доказана экспериментально. Теоретические расчеты пока выполнены только для наиболее простых молекул. Вместе с тем эксперименты по ударному сжатию ультраосновных и основных горных пород при давлениях, существенно превышающих давление на границе ядра, не привели к ожидаемым результатам (Р. Трунин и др., 1965). По-видимому, в данном случае, как и в случае некоторых других веществ, эффект металлизации может быть достигнут лишь при условии, что кратковременное сжатие станет гораздо больше статического. То обстоятельство, что на границе мантии и ядра осуществляется переход в металлическую и притом жидкую фазу, имеет теоретическое объяснение и отдаленные аналогии на практике.

МАГНЕТИЗМ ЗЕМЛИ

Особенности строения ядра Земли проливают свет на важную для прикладной геофизики проблему природы магнитного поля. Представление о том, что источник земного магнитного поля расположен глубоко в недрах планеты, возникло давно, еще в тот период, когда предполагалось наличие «железного ядра». Считалось, что магнитное поле Земли есть не что иное, как поле ее ядра — магнита. По мере расширения знаний об условиях, в которых находится вещество внутри Земли, изменились и гипотезы о причинах магнитного поля, однако главный источник последнего неизменно связывается с ядром.

Оценки температуры в глубинных зонах, которые были сделаны выше, показывают, что температура, соответствующая точке Кюри ферромагнетиков ($500-600^{\circ}\text{C}$), достигается уже на глубине, не превышающей 40—50 км. Некоторое увеличение глубины залегания изотермы Кюри возможно вследствие того, что под влиянием высокого давления размагниченное состояние может наступать и при более высокой, чем обычно, температуре. Однако даже при учете этого обстоятельства оказывается, что магнитный момент Земли, если только он обусловлен намагниченностью верхнего сферического слоя ненагретых горных пород, может иметь действительно

наблюдаемую величину лишь при условии очень высокой намагниченности горных пород, совершенно нехарактерной для кристаллических пород типа перidotитов, габбро и других, широкое развитие которых предполагается в составе верхней мантии и нижних этажей земной коры.

Общепринятыми являются гипотезы, которые считают основным источником магнетизма Земли электрические токи в ядре, обладающем высокой электропроводимостью. По гипотезе Я. И. Френкеля и близкой, по существу, гипотезе В. М. Эльзассера, причиной электрических токов могут быть медленные движения вещества в ядре, которые возбуждают электрические токи аналогично тому, как это происходит в динамомашине. Причины движения вещества строго не определены. Считается, что одной из причин могут быть тепловая неоднородность и сопутствующие ей конвекционные течения. При наличии тепловой неоднородности электрические токи могут иметь (по крайней мере частично) и термоэлектрическую природу.

С. К. Ранкорн и другие исследователи, придерживающиеся динамотеории магнитного поля, считают, что регулярный дрейф магнитного поля является следствием проскальзывания мантии по ядру. Вековые вариации магнитного поля объясняются как результат изменчивости электромагнитных полей в ядре Земли. По мнению этих исследователей, главная составляющая магнитного поля должна быть симметрична относительно оси вращения Земли. Периодические вариации и магнитные возмущения связаны с солнечной активностью и процессами в ионосфере.

Связь магнитных аномалий с геологическим строением земной коры не вызывает сомнений. Исключения представляют так называемые мировые (или континентальные) аномалии, которые, по-видимому, являются частью главного поля Земли.

Изменения магнитного поля в прошлые геологические эпохи изучает развивающаяся область знаний — палеомагнетизм. В этой области еще многие выводы основываются на постулатах, которые не всегда очевидны.

Перемещение магнитных полюсов в процессе геологической истории Земли устанавливается по направлению стабильной остаточной намагниченности горных пород, определяемой после тщательной магнитной обработки образцов. Палеоклиматологические данные, основанные на изучении размещения соленосных толщ, бокситов, ледниковых отложений, коралловых рифов, прямая оценка температуры в бассейнах прошлых эпох по методу отношения изотопов кислорода O^{16}/O^{18} , направления палеоветров, зафиксированные в ископаемых дюнах, и другие признаки удовлетворительно коррелируются с палеомагнитными широтами.

При изучении остаточной намагниченности разновозрастных горных пород установлены не только изменение направления вектора, свидетельствующее о перемещении магнитных полюсов, но в некоторых случаях и полная его инверсия. Это явление находит убедительное объяснение в особенностях процесса намагничивания некоторых

горных пород в период их остывания. Имеются в виду магматические породы, содержащие в виде твердого раствора в определенном соотношении ферромагнитные материалы с различной точкой Кюри, вследствие чего термонамагничивание минералов с низкой точкой Кюри происходит в условиях сложного поля: поля Земли и внутреннего поля противоположного знака, созданного ранее намагниченными породами с высокой точкой Кюри. Если последнее окажется больше нормального поля Земли, то при дальнейшем остывании породы выпадающие из твердого раствора ферромагнитные минералы намагничиваются по направлению, противоположному вектору земного поля. В зависимости от соотношения минералов с различными фазами намагничивания порода в целом может быть намагничена по направлению земного поля и против (Т. Нагата, 1965).

Установлены другие случаи, когда в эффузивных и осадочных покровах обнаружены чередующиеся толщи с нормальным и прямо противоположным направлениями вектора остаточной намагниченности. Изложенное выше объяснение, подтверждаемое опытом, для рассматриваемых случаев неприменимо. Большинство специалистов, занимающихся изучением рассматриваемого явления, приняло гипотезу о периодической инверсии магнитного поля Земли.

Представители французской школы геодинамики Л. Гланго и К. Бобьер показали на материалах, относящихся к третичному периоду, что существует корреляция между изменениями направления магнитного поля и орогеническими фазами. Распределение отрицательно намагниченных третичных пород таково, что в большинстве геологических регионов мира они попадают в сравнительно узкие интервалы времени: в начале эоцена, в начале олигоцена, в конце миоцена и т. д. (рис. 10).

Палеомагнитные данные имеют большую ценность для корреляции пород, неразличимых по другим своим признакам. В первую очередь это относится к осадочным породам, имеющим бедную палеонтологическую характеристику (красноцветные отложения Туркмении, Аппалач и др.), и к изверженным (траппы Восточной Сибири, Декана и других регионов).

Детальные сведения об изменении магнитного поля получил и использовал для стратификации пород А. И. Храмов (1967).

КОНВЕКЦИОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ В МАНТИИ И КРУПНЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ МАСС

Палеомагнитные измерения возродили интерес к выдвинутой А. Вегенером гипотезе о том, что в прошлые геологические эпохи континенты или их отдельные части значительно перемещались относительно современного положения. Доказательством крупных горизонтальных перемещений масс горных пород служат геологические данные о сходстве строения отдаленных регионов, следы древних оледенений, геологически документированные перемещения по сдвигам на расстояния в сотни километров. Например, одинаковая палеозойская флора известна в Антарктиде и Индии. Сходные следы

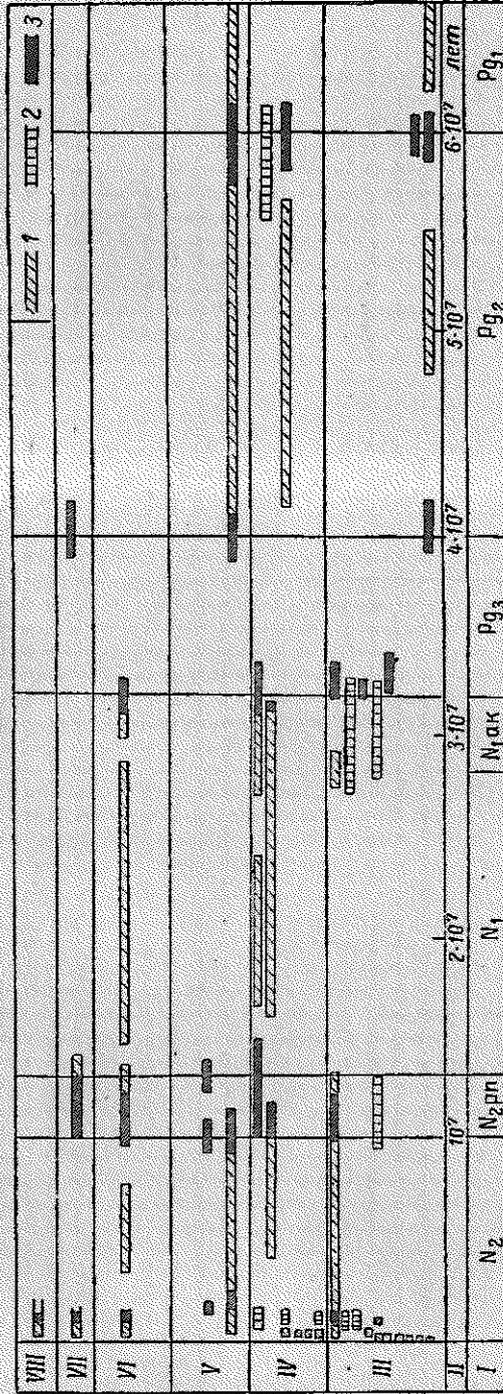


Рис. 10. Стратиграфическая приуроченность нормального и обращенного магнитного поля в третичном периоде (Л. Гланго и К. Боббер, 1963).

1 — нормальное подложение полюса; 2 — магнитная неустойчивость; 3 — обратная полярность; I — Хронология; II — абсолютный возраст; III — сароевские, IV — сароевские, V — сароевские, VI — японские, VII — новозеландские, VIII — индийские.

верхнепалеозойского оледенения обнаружены в Бразилии и Южной Африке. Палеозойские складчатые сооружения Аппалач в Северной Америке, каледониды Шотландии, структуры Южной Африки обрываются Атлантическим океаном. Осадки, обнаруженные на дне этого океана, имеют возраст не древнее, чем меловой.

Для объяснения таких фактов выдвинута гипотеза конвекционных течений в мантии Земли. Последняя по отношению к длительно действующим силам может рассматриваться как вязкая жидкость. Вязкость мантии до глубины 1000 км, по расчетам М. А. Кука (1963), в 10^3 — 10^4 раз меньше, чем вязкость каменного материала

при нормальной температуре и атмосферном давлении.

Конвекционные потоки, расходящиеся в разные стороны, могут способствовать взаимному удалению первоначально близких блоков. Измерения гравитационного поля с помощью искусственных спутников Земли показали, что существуют тонкие отличия фигуры Земли от фигуры равновесия вращающегося жидкого тела. Уста-

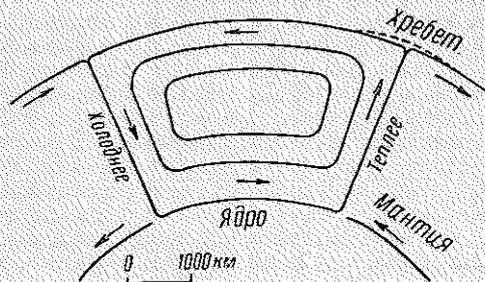


Рис. 11. Схематическое представление конвекционной ячейки (по Г. Хессу).

новленные особенности геоида определенным образом увязываются с неоднородностью теплового поля. Геотермические данные указывают, что местом медленного подъема глубинных масс и их расхождения могут быть срединные океанические хребты, а местом схождения и погружения — глубоководные океанические желоба.

Максимальные размеры тепловых конвекционных ячеек по существующим оценкам могут достигать нескольких тысяч километров (рис. 11). В определенные периоды некоторые из таких ячеек более активны, чем другие. По мнению голландского тектониста Р. В. Ван-Беммелена [van Bemmel, 1963], проявляющиеся на поверхности Земли тектонические движения (в том числе и горизонтальные перемещения) должны рассматриваться как результат наложения процессов, проходящих на разных глубинах в земной коре и во внутренних зонах Земли, при этом возможны относительные перемещения разных геотектонических этажей, располагающихся в коре и мантии. Сохраняя унаследованность структур по отдельным этажам, такая точка зрения не исключает большие относительные перемещения на других уровнях.

Конвекционные течения масс охватывают только некоторую часть тектонических процессов и не объясняют основных закономерностей развития геосинклиналей и платформ. Однако было бы слишком смело предполагать, что какой-либо один физико-химический процесс или одно природное явление смогут быть причиной того многообразия сложно согласованных процессов, которые изучает геология.

ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

§ 4. Значение геофизических исследований
и сверхглубокого бурения для решения теоретических
и практических вопросов геологии

В процессе геологической съемки и поисков полезных ископаемых собран громадный фактический материал о строении и развитии верхних горизонтов земной коры. Тщательное сопоставление и взаимное согласование полученных фактов лежат в основе геологических гипотез о причинах изучаемых явлений. Дальнейшее увеличение геологической информации, получаемой обычными методами и техническими средствами, медленно сказывается на повышении надежности основных положений, поскольку доступная информация не характеризует весь интервал глубин, на которых развиваются геологические процессы. Отсутствие экспериментальных данных, качественно отличных от тех, которые были доступны ранее, нередко порождает противоречивые взгляды, опирающиеся только на аналогии и экстраполяции, что тормозит развитие теории (В. В. Белоусов, 1966).

Для повышения практической отдачи геологических исследований, на которые и в дальнейшем будут опираться отрасли промышленности, непосредственно удовлетворяющие потребности общества в разнообразных материалах и источниках энергии, следует уже сейчас совершенствовать теоретические основы перспективного прогнозирования запасов минерального сырья и поисков месторождений, учитывая реальные сведения о глубинном строении и глубинных процессах. Без таких исследований учение о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых останется на стадии эмпирического обобщения фактов, установленных вблизи поверхности Земли.

В совокупности с данными, основанными на изучении верхних горизонтов земной коры, глубинные геофизические исследования привели к лучшему пониманию процессов горообразования и вулканизма, позволили прийти к более обоснованным представлениям о качественном различии типов земной коры и закономерностях развития коры и мантии. Геофизические сведения оказали большую

помощь при изучении нижних частей структур земной коры и разделяющих последние глубинных разломов.

Учитывая принципиальную важность изучения глубинных зон Земли, международные организации приняли выдвинутый советскими учеными проект исследований по теме «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры» (Upper Mantle Project). Инициатором проекта является В. В. Белоусов. Осуществляемый в СССР и в ряде других стран (Франция, Япония, США, Канада, Швеция, Чехословакия и др.) проект исследований верхней мантии предусматривает систематическое сравнительное изучение различных тектонических зон: кристаллических щитов, платформенных плит, подвижных складчатых областей, внутренних и окраинных морей, краевых частей континентов, океанических платформ, островных дуг, глубоководных желобов, подводных хребтов океанов.

Рассматривая отдельные изучаемые тектонические зоны как различные стадии, фазы тесно согласованного развития земной коры и верхней мантии, исследователи рассчитывают получить обширный материал о процессах, проявляющихся в ходе эволюции. Частично такой материал уже имеется (Ж. Гогель, 1963).

Перечень проблем и вопросов, требующих для обстоятельного их решения совместного применения сверхглубокого бурения (10—15 км) и геофизических исследований, довольно обширен. Главные из этих проблем таковы.

1. Происхождение и развитие земной коры.
2. Происхождение нефти и газа и нефтегазоносность глубоких горизонтов осадочной толщи земной коры.
3. Происхождение магматических горных пород и связанных с ними месторождений.
4. Миграция и метаморфизм глубинного вещества, распространяющегося в виде расплавов, водных растворов, газов.
5. Энергетические ресурсы внутренних зон Земли и возможные пути их практического использования.
6. Прогнозирование землетрясений.

Принято решение о проведении сверхглубокого бурения в различных геологических регионах на территории нашей страны. Для заложения первых скважин выбраны области с принципиально отличным глубинным строением:

- 1) кристаллический щит (выбрана точка заложения скважины на Кольском полуострове, разрабатывается проект, ведутся подготовительные работы на месте);
- 2) глубочайшая платформенная впадина (район Арал-Сор в Прикаспийской впадине);
- 3) глубочайшая геосинклинальная впадина (Азербайджан);
- 4) палеозойская складчатая область (Средний Урал);
- 5) область островных дуг, характеризующаяся современными процессами вулканизма (Курильские острова).

В США разрабатывают проект сверхглубокого бурения с 1957 г. В начале 60-х годов проведено опытное бурение скважины в океане.

где глубина залегания мантии наименьшая. Для бурения использовано специальное оборудование, смонтированное на плавающей основе. При бурении трех скважин, расположенных между о. Гваделупа и западным побережьем Калифорнии, получены образцы океанического базальта, подстилающего тонкий слой осадочных пород, определен возраст осадочных отложений и измерен тепловой поток.

Конструирование и совершенствование оборудования для сверхглубокого бурения продолжается, одновременно разрабатывается комплекс геофизических методов исследования скважин в условиях большого давления и температуры.

§ 5. Геофизические методы исследования земной коры и верхней мантии

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Большая группа сейсмических методов сильно различается по типам используемых волн, доминирующим периодам упругих колебаний и разрешающей способности исследований.

Общее представление об особенностях земной коры и верхней мантии получают с помощью поверхностных волн Лява и Рэлея. В волнах Лява частицы среды перемещаются в горизонтальной плоскости перпендикулярно направлению распространения волны (поперечные колебания). В волнах Рэлея частицы среды движутся по сложным траекториям, описывая эллипсы в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волны (Б. Гутенберг, 1963).

Использование поверхностных волн основано на том, что их скорость распространения зависит от строения толщ пород в интервале глубин, приблизительно соответствующем длине волны. Интенсивность волн с глубиной убывает по мере увеличения частоты, поэтому длиннопериодные составляющие несут информацию о верхних и нижних слоях, тогда как короткопериодные — только о верхних. Изучая зависимость групповой и фазовой скоростей от частоты, т. е. дисперсию поверхностных волн, можно сделать заключение о чередовании в разрезе коры и мантии слоев, которые обладают различной мощностью и скоростью. Впервые явление дисперсии поверхностных волн использовал для изучения земной коры Б. Гутенберг.

Скоростной разрез, наилучшим образом отвечающий эмпирическим данным, описывает особенности геологического строения, усредненные по значительной площади, например по части Тихого океана или Европы. Однако и такие общие сведения могут иметь большое принципиальное значение. На рис. 12 показаны дисперсионные кривые, рассчитанные в предположении наличия (кривая 1) либо отсутствия (кривая 2) в мантии слоя пониженной скорости. Теоретические кривые сопоставлены с экспериментальными данными.

Неоспоримо лучшее согласование получается для модели, включающей слой пониженной скорости в верхней мантии Земли. Значение этой особенности мантии для геологии рассматривается в § 6.

С помощью поверхностных волн определена средняя мощность земной коры в Антарктиде (~35 км), а также во многих труднодоступных горных районах. Изучено и сопоставлено строение верхней части мантии под Тихим, Атлантическим и Индийским океанами. Выявлены районы, обладающие специфическими особенностями. Так, например, волны Рэлея, распространяющиеся под дном Тихого океана, почти повсеместно имеют однотипные дисперсионные кривые.

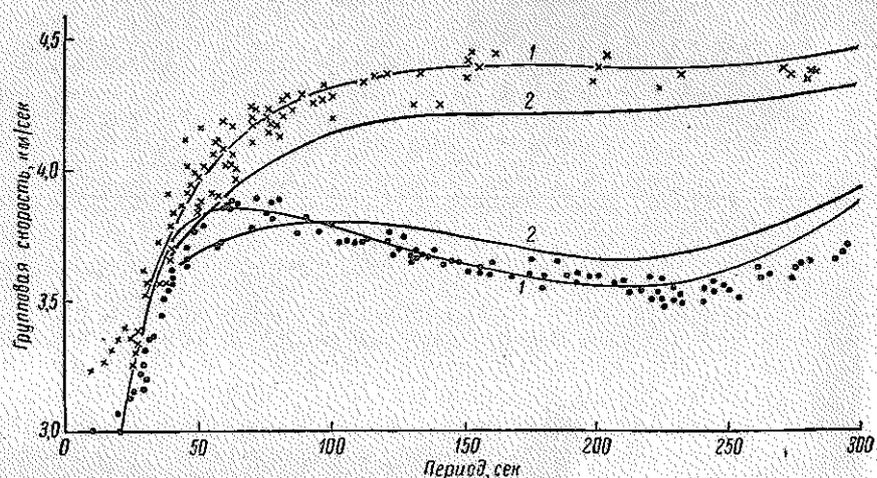


Рис. 12. Дисперсия поверхностных волн (Д. Андерсон, 1962).
Точки — волны Лива, крестички — волны Рэлея.

Исключение составляет район Новой Зеландии — Меланезии, где скорости уменьшаются. Аномальная дисперсия рэлеевских волн установлена и для землетрясений с эпицентрами в районе Курильской впадины. Одинаковая дисперсия волн Рэлея соответствует области Центрально-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов.

Особый интерес представляет изучение рассеяния поверхностных волн и их аномального затухания на континентальных склонах, где резко изменяются скорости и мощности слоев (Л. Кнопов и др., 1964).

Таким образом, с помощью поверхностных волн удается выделять очень крупные участки Земли, различающиеся по строению коры и верхней мантии. Следует отметить, что подбор моделей по наблюдаемым дисперсионным кривым представляет сложную задачу.

Сейсмические методы, использующие продольные и поперечные объемные волны, позволяют получить более детальное представление о строении изучаемых зон. Как и поверхностные, объемные волны,

возникающие при удаленных и местных землетрясениях, несут ценную информацию о наиболее крупных особенностях глубинного строения.

Локализация эпицентров землетрясений разной балльности непосредственно согласуется с новейшими тектоническими движениями, которые могут сохранять тенденции, существовавшие продолжительное время. Отчетливо устанавливается зональность размещения очагов. Последние чаще всего приурочены к определенным швам, зонам сочленения разнородных блоков коры и мантии. Следует, однако, подчеркнуть, что области сгущения эпицентров могут иметь ширину, значительно превышающую ширину шовных структур, которая определена геологической съемкой или геофизическими исследованиями. Нередко эпицентры располагаются в местах, где на поверхности отсутствуют значительные разрывы; перемещения глыб по отдельным крупным нарушениям, закартированные геологической съемкой в сейсмически активных областях, не обязательно сопровождаются землетрясениями. Более тесная связь обнаруживается между сейсмической активностью и градиентом скорости тектонических движений, усредненным в интервале десятков — сотен тысяч лет.

Инструментальное изучение местных землетрясений дает материалы для суждения о возможном механизме разрядки тектонических напряжений в очаге. Для проверки гипотез строятся теоретические сейсмограммы, которые сравниваются с практическими записями. Существенное значение имеет анализ спектров упругих колебаний. В результате оценки параметров дислокации в очаге вычисляется положение плоскости разрыва и направление подвижки. Статистическая обработка материалов по многим очагам дает возможность выявить доминирующее направление смещений.

Особенной сейсмичностью отличаются «узлы перекрещивания» разно ориентированных разрывных нарушений. Установлено, что не во всех случаях в таких узлах преобладает вертикальная компонента смещений. Крупнейшее землетрясение в Ашхабаде и продолжающиеся подвижки в этом районе Туркмении указывают на большие горизонтальные смещения (В. В. Попов, Д. Н. Рустанович, 1965).

Детальные сейсмологические данные позволяют определить поле напряжений в разных районах изучаемой области. Неодинаковое время релаксации напряжений подчеркивает различия упруго-вязких свойств коры и верхней мантии.

Для объективной характеристики сейсмического режима региона в течение продолжительного времени привлекается такой показатель, как повторяемость землетрясений в зависимости от выделяемой энергии. Закономерный спад повторяемости с увеличением энергии землетрясений имеет свои особенности в областях с постоянным, но неодинаковым сейсмическим режимом. Другой статистический показатель — плотность землетрясений, т. е. число очагов, заключенных в некотором объеме пространства. Естественно, при этом

учитывается также интервал времени наблюдения и энергия землетрясений [Буна и др., 1960]. В качестве сводного документа строят карты сейсмической активности, на которых изолиниями показывают плотность землетрясений, приведенных к одному энергетическому уровню.

Обработка материалов по многим землетрясениям дает возможность построить сводный годограф первых вступлений. Последний служит для определения скоростного разреза до глубины в несколько сотен километров. Задача детального определения скоростной характеристики верхней части мантии Земли по годографу сейсмических волн весьма интересна. Практически совпадение теоретических и экспериментальных годографов может быть одинаковым для большой группы вариантов. Так, обрабатывая сводный сейсмический годограф Европы, Т. Б. Яновская и И. Я. Азбель испробовали 2400 вариантов скоростного разреза, 115 вариантов, отличающихся в своих деталях (иногда существенно), привели к удовлетворительному согласно с экспериментальной кривой. Это означает, что одни кинематические признаки волн недостаточны для надежного решения ряда вопросов, необходимо привлечение данных о динамике объемных волн. Ярко выраженные особенности скоростной характеристики мантии четко проявляются на разрезах. Например, пониженная скорость (7,7 км/сек) распространения продольных волн в породах верхней мантии в районе Курильской островной дуги независимо определена построением вертикального годографа по землетрясениям и специальными глубинными сейсмическими зондированиями (С. А. Федотов, А. В. Горячев, 1963).

Наблюдения за удаленными землетрясениями позволяют изучать крупные структурные особенности, проявляющиеся в рельефе глубинных границ. А. А. Тресков (1946) обосновал метод определения мощности коры по разности времени прихода волн, отраженных от подошвы земной коры и поверхности Земли. Метод дает результаты, удовлетворительные лишь в качестве грубого приближения. Более детальное представление получают с помощью метода, предложенного С. С. Андреевым (1957) и развитого Н. К. Булиным и Ю. И. Сытиным. Метод основан на сопоставлении запаздывания обменной волны PS относительно продольной волны P . Определяемое на сейсмограммах время запаздывания зависит только от скоростной характеристики горных пород и геологического строения в интервале от границы обмена до точки регистрации и не зависит от всего предшествующего пути.

Рассматриваемым методом можно изучать глубинное строение регионов, удаленных на сотни и тысячи километров от очагов землетрясений. Естественная сейсмическая энергия, выделяющаяся в сейсмоактивных областях, служит для получения информации о строении асейсмичных областей. Так, например, при исследовании строения коры в платформенных районах Туркмении регистрируются волны, связанные с тихоокеанскими и памиро-гивдукушскими землетрясениями (Н. К. Булин, 1965).

Обычно в разрезе выделяется несколько границ обмена. Наиболее четкие из них — поверхность кристаллического фундамента и подошва земной коры. Менее четко либо неповсеместно устанавливаются границы, расположенные внутри коры или глубже поверхности Мохоровичича. Наличие и число границ обмена зависят от того, насколько четко проявляются скачки скорости, приуроченные к границам глубинных слоев, на фоне монотонного увеличения скорости с глубиной.

Массовые наблюдения обменных и преломленных волн с помощью легко транспортируемых полевых сейсмологических станций позволяют в сравнительно небольшой срок получить обширную информацию о глубинном строении коры, определить местоположение и форму крупных и средних по размерам структур, выраженных в рельефе поверхности границ обмена, определить положение крупных разрывных нарушений, имеющих большую глубину заложения. Принципиально сходны, но не так широко применимы методы интерпретации сейсмологических данных, основанные на изучении разности времени прихода волн P и S , которые вызваны близкими землетрясениями. В сейсмически активных районах с помощью таких методов оценивается общая мощность коры, выявляются крупные вариации скорости и коэффициента Пуассона.

Наиболее точным методом изучения глубинного строения земной коры является метод глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), разработанный в СССР Г. А. Гамбургцевым и его сотрудниками и усовершенствованный последующими исследованиями Института физики Земли АН СССР (И. П. Косминская, П. С. Вейцман и др.), ВНИИГеофизики (Ю. Н. Годин, И. В. Померанцева, И. С. и Б. С. Вольвовские и др.) и ряда других организаций. Исследования проводятся с применением взрывов. Для возбуждения упругих волн используются заряды взрывчатых веществ весом от нескольких сотен килограммов до нескольких тонн. Сейсмическая аппаратура имеет характеристики, обеспечивающие регистрацию и корреляционное прослеживание волн на большие расстояния.

При исследованиях методом ГСЗ обнаружена многослойная структура земной коры. В некоторых местах выявлено до 5—7 границ раздела, включая границы ниже поверхности M . Для стратификации глубинных границ используют значения граничной скорости, разнообразные кинематические и динамические признаки волн. Особенно четко отмечается верхняя граница консолидированных пород ($v_p = 5,5 \div 6,5$ км/сек) и граница M ($v_p = 7,9 \div 8,3$ км/сек).

Регистрируемые волны относятся к преломленным, рефрагированным, отраженным после и до начальной точки. Последние выделяются сравнительно редко, так же как и дифрагированные волны. Явление дифракции волн обнаруживается главным образом в зонах разломов. обстоятельные исследования природы волн, регистрируемых при ГСЗ, провела И. В. Померанцева (1962), что способствовало

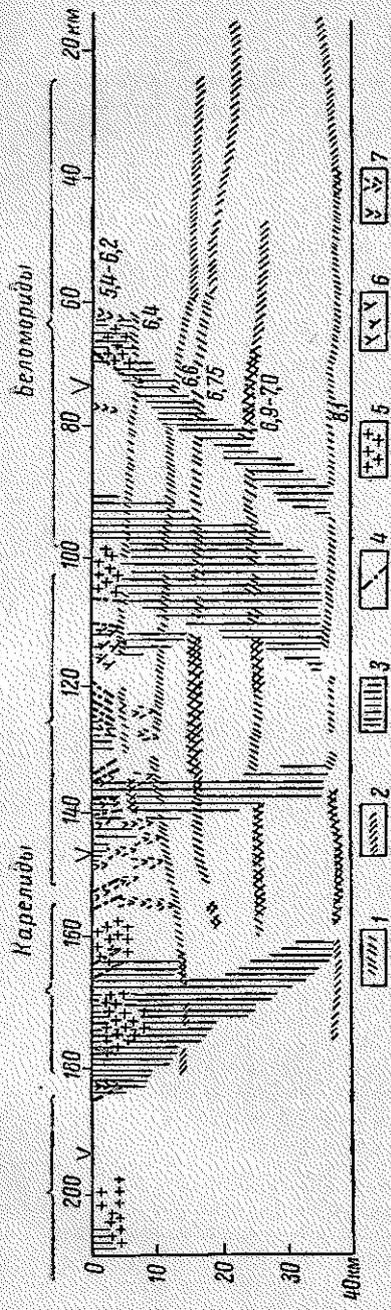


Рис. 13. Сейсмогеологический разрез земной коры одного из районов Балтийского щита (И. В. Литвиненко и др., 1960). 1 — сейсмические границы, 2 — участки, соответствующие разрывам в корреляции, зонам маршизации; 3 — простилаемые по данным ГСЗ; 4 — геотектонической съёмке; области разлития; 5 — гранитов, 6 — границ, 7 — основных и ультраосновных пород.

значительному уточнению геологических результатов.

При непрерывном профилировании и использовании плотных корреляционно увязанных систем наблюдения погрешность определения глубины до нижней границы коры составляет приблизительно 1—2 км. Детали поведения глубинных границ могут быть выявлены с большей точностью. Наряду с горизонтальными выявляются круто падающие границы, разделяющие блоки земной коры. Сейсмогеологический разрез коры одного из районов Балтийского кристаллического щита, полученный методом ГСЗ, изображен на рис. 13. На разрезе отчетливо прослеживаются глубинные границы коры, имеющие в условиях кристаллического щита неярко выраженный рельеф, и сложно ветвящиеся зоны глубинных нарушений, к которым на поверхности приурочены выходы изверженных пород.

Основной недостаток метода ГСЗ — большая трудоемкость и громоздкость организации полевых работ. При проведении исследований на море трудоемкость и стоимость работ существенно уменьшаются (при некотором снижении требований к исследованиям). Американские, канадские, японские и другие геофизики проводят большие исследования земной коры океанов и морей. В СССР детально исследовано строение коры Каспийского, Черного и некоторых окраинных

северных морей, строение земной коры в зоне сочленения Тихого океана с Азиатским материком.

Дальнейшее развитие метода ГСЗ идет по пути значительного облегчения и ускорения работ при некотором снижении надежности. Выбор оптимальной методики представляет большие трудности, так как при упрощенной постановке нередко упускаются небольшие, но принципиально важные детали. Все же в благоприятных условиях применение отдельных зондирований вместо непрерывного профилирования позволяет получать почти ту же самую информацию [Крылов и др., 1965].

Сложность изучения земной коры платформенных областей объясняется необходимостью выявлять сравнительно тонкие детали поведения спокойно залегающих границ.

Требования к методике могут быть упрощены, если изучается расчлененный рельеф глубинных границ в горных районах. На профиле, который следует от Чешского массива до долины р. По, методом преломленных волн обнаружено уступообразное погружение подошвы земной коры с 30 км в предгорьях Альп до 50 км под Центральными Альпами (Х. Мельцер, 1965). Естественно, такие контрастные изменения установить довольно легко.

Метод отраженных волн (МОВ) в традиционной для сейсморазведчиков постановке начинает применяться для изучения коры и верхней мантии в ряде стран, однако широкого распространения пока еще не получил. Интересные результаты получены этим методом при изучении земной коры юго-восточных районов Русской платформы и западных районов Канады.

ГРАВИТАЦИОННЫЙ МЕТОД

Особенности строения земной коры и верхней мантии чрезвычайно контрастно и ярко проявляются в аномалиях силы тяжести. Диапазон изменения аномалий Буге очень велик: от (-400) — (-500) мгл в высокогорных районах до $(+300)$ — $(+400)$ мгл в океанических акваториях. Легко подсчитать, что при реально допустимом изменении плотности аномалии интенсивностью в сотни миллигал должны объясняться крупными неоднородностями, заключенными в интервале глубин около десятков километров. Менее контрастные различия в плотности должны распространяться на глубину 100 км и более, чтобы обеспечить аномальный эффект такой же величины (А. А. Борисов, [1958], 1964).

Очень четкие аномалии силы тяжести, проявляющиеся независимо от типа обычно применяемых редукций, обнаружены в районах островных дуг. Такие аномалии, связанные с глубинным строением коры и верхней мантии, впервые изучил Ф. Венинг-Мейнец вблизи архипелага островов Индонезии. Аномалии имеют протяженность многих сотен либо первых тысяч километров при ширине в несколько сотен километров.

Как правило, региональные аномалии силы тяжести в редукции Буге согласуются с крупными изменениями рельефа поверхности Земли. В качестве примера рассмотрим материалы гравиразведки и схематический геологический разрез по профилю, следующему почти меридионально через Аляску. Профиль пересекает хр. Брукса, долину р. Юкона, хр. Аляскинский и выходит на юге к Аляскинскому заливу (пункт Кордова). Геологической съемкой закартированы разнообразные по возрасту (от докембрийских до кайнозойских) горные породы, среди которых встречаются осадочные, метаморфические и изверженные образования. Однако, как видно на рис. 14, не столько чередование различных пород, сколько высота районов над уровнем моря согласуется с графиком региональных

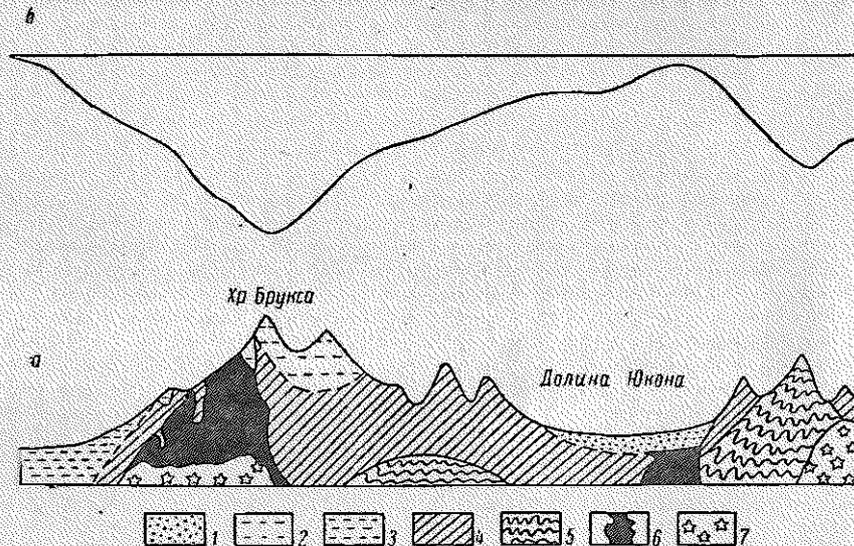


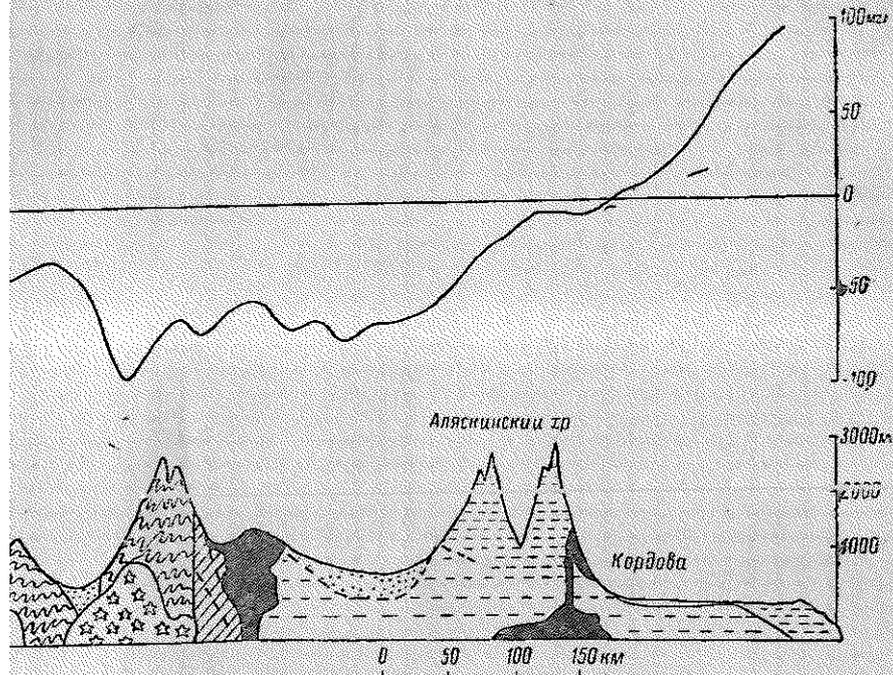
Рис. 14. Схематический геологический разрез Аляски (а)
Образования: 1 — третичные; 2 — мезозойские (нерасчлещенные)

аномалий. Это особенно заметно при сопоставлении близких по интенсивности (-100 мгл) аномалий Δg хребтов Брукса и Аляскинского. Упомянутые хребты имеют различное геологическое строение, но приблизительно одинаково возвышаются над уровнем моря. Рис. 14 показывает, что увеличение средней высоты над уровнем моря сопровождается увеличением амплитуды отрицательных аномалий Δg . При переходе в акваторию Аляскинского залива (к югу от Кордовы) аномалия Δg становится положительной.

Отмеченная особенность региональных аномалий Буге представляет интерес потому, что она характерна не только для Аляски, но в той или иной мере проявляется и в других регионах мира. Так, например, М. Н. Куреши (1963) определил, что в районах

Индии с высотой местности до 2900 м над уровнем моря аномалии Буге имеют наиболее тесную зависимость от высоты по сравнению с аномалиями силы тяжести в других редукциях.

Так как региональные формы земного рельефа не могут быть непосредственной причиной интенсивных аномалий (влияние рельефа исключается в процессе обработки материалов), остается принять точку зрения, что региональные аномалии Δg и региональные



афик аномалий Буге ($\sigma = 2,67$) (Г. Вуллард и др., 1960).
 1 — меловые; 2 — палеозойские; 3 — докембрийские; 4 — интрузивные.

превышения над уровнем моря связаны ассоциативно и являются разными формами выражения глубинных геологических структур. Статистическая, корреляционная связь аномалий Δg и высоты местности объективно отражает следующую закономерность: высокогорные районы земного шара в целом характеризуются повышенной мощностью земной коры (50—70 км), тогда как обширные районы глубоководных бассейнов отличаются сравнительно тонкой корой (без слои воды 8—15 км).

Рельеф границы М очень значительно влияет на региональные аномалии силы тяжести, поскольку породы мантии обладают повышенной плотностью наряду с повышенной скоростью. Прогибание границы кора — мантия создает отрицательные аномалии Δg , подъем —

положительные. На это обстоятельство указывают Ф. А. Вейнинг-Мейнец, Г. П. Вуллард, П. Н. Кропоткин, Б. А. Андреев, Р. М. Деменницкая, Н. Б. Сажина и другие исследователи.

Р. М. Деменницкая, обстоятельно исследовавшая материалы по изучению коры Земли различными методами (совокупность данных на конец 50-х годов), установила следующие эмпирические зависимости:

$$H = 35 (1 - \text{th } 0,0037 \Delta g); \quad (8)$$

$$H = 33 \text{ th } (0,38 \Delta h - 0,18) + 38, \quad (9)$$

где H — толщина земной коры, км;

Δg — аномалия силы тяжести, мгл (редукция Буге);

Δh — превышение местности над уровнем моря, км.

Судя по разбросу точек на корреляционных графиках, ожидаемые ошибки определения мощности коры в большинстве случаев вполне укладываются в ± 10 км, а во многих случаях меньше этой величины.

Обратное соотношение между глубинным рельефом границы M и крупными формами рельефа поверхности Земли статистически отражает наличие равновесного (изостатического) состояния. Термин «изостазия» впервые ввел К. Е. Даттон (1889) для того, чтобы описать тенденцию к «выпучиванию» там, где имеется легкий материал, и опусканию поверхности в тех местах, где есть более плотный материал. В дальнейшем появились различные варианты гипотезы изостатического состояния земных недр (Г. Б. Эйри, Дж. Х. Пратт, Дж. Ф. Хейфорд, В. А. Хейсканен, Ф. А. Вейнинг-Мейнец). Общая черта всех вариантов гипотезы проявляется в том, что на некоторой глубине в мантии предполагается наличие поверхности, на которой давление вышерасположенных горных пород (включая толщу морской воды) в пределах заданной точности одинаково независимо от особенностей геологического строения и вертикальной мощности толщи пород. Различие вариантов состоит в том, что большее значение придается одному какому-либо фактору (мощности крупных блоков земной коры, их средней плотности и т. п.) из суммы разнообразных причин.

В настоящее время признана точка зрения, согласно которой при оценке изостатического равновесия необходимо учитывать неодинаковую мощность крупных блоков коры, их различную плотность и вариации плотности пород верхней мантии. Общая схема изостазии показана на рис. 15.

Большинство специалистов-геофизиков полагает, что изостатическое равновесие в среднем соблюдается для очень крупных регионов. Об этом свидетельствуют и обобщение имеющихся материалов по суше и морям (А. Г. Гайнанов, С. А. Ушаков, 1964), и специально проводимые исследования, в том числе гравиметрические измерения на кораблях и подводных лодках либо на длительно дрейфующих льдинах, аналогичные тем, которые описаны С. Хартогом

и Н. А. Остенко (1962) по акватории шельфа Чукотки, континентального склона и Канадской котловины.

К числу изостатически уравновешенных регионов мира относятся, например, значительная часть территории Северной Америки. Высокогорный район Восточных Альп отличается значительным (30%) избытком масс, не полностью согласующихся с рельефом и по величине, и по расположению в плане. Грабены Восточной Африки, наоборот, отличаются недостатком масс (Н. С. Нейделл, 1963). Известны районы, где современные тектонические движения направлены в сторону дальнейшего увеличения несоответствия между высотой рельефа и распределением масс на глубине. Однако в целом для коры и мантии характерно состояние равновесия, разумеется, неполного, соблюдающегося в лучшем случае на 90—95%, и в то же время равновесия динамического. Разнообразные, но сложно сопряженные геологические процессы проявляются на фоне приблизительного постоянства плотности в интервале глубин, который составляет не меньше нескольких десятков километров [Жлушн, 1963]. Давно известно, что внедрение легких изверженных пород кислого состава приурочивается к эпохам наиболее интенсивного воздымания складчатых областей, тогда как излияния тяжелых магматических пород основного и ультраосновного составов совпадают с эпохами энергичного погружения. Тектонические движения, не сопровождающиеся магматической деятельностью, ассоциируются с процессами постепенной переработки глубинного вещества. Геофизические материалы по строению Прикаспийской, Черноморской, Южно-Каспийской впадин и впадины Мексиканского залива показывают, что накопление мощной толщи легких пород сопровождалось значительным уплотнением нижних горизонтов коры.

Если бы изостатическая компенсация осуществлялась только путем изменения мощности коры, можно было бы по уравнениям (8) и (9) с высокой точностью определять глубину залегания границы М. Фактически изостатическое равновесие достигается за счет согласованного изменения многих факторов, к тому же компенсация масс может быть в рассматриваемом районе далеко не полной. По этой причине при изучении структуры коры данные гравиразведки обязательно должны сочетаться с данными других исследований.

Иногда может оказаться достаточным ограниченное число сейсмических определений, чтобы установить, что для данного региона зависимость аномалий Буге от положения границы М смещена на некоторый уровень относительно зависимости, в среднем

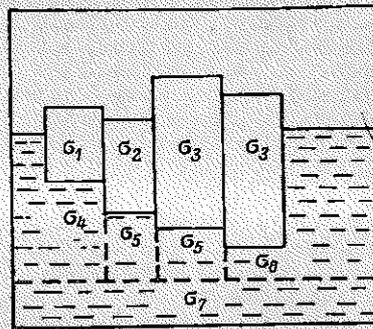


Рис. 15. Общая схема изостазии [Гурарий, Соловьева, 1963].

характерной для Земли. В других случаях сейсморазведка детально расчленяет разрез коры в одном или нескольких пунктах, а по аномалиям Буге разрез экстраполируется на прилегающую площадь. Ошибка в определении глубины границы М по «местным» формулам достигает 3—4 км.

Некоторые принципиально важные особенности строения земной коры определяются по гравитационным аномалиям без привлечения сейсморазведки, на основе сопоставления аномалий с известными геологическими данными о строении верхних горизонтов. Чаще всего это такие особенности, значение которых сохраняется

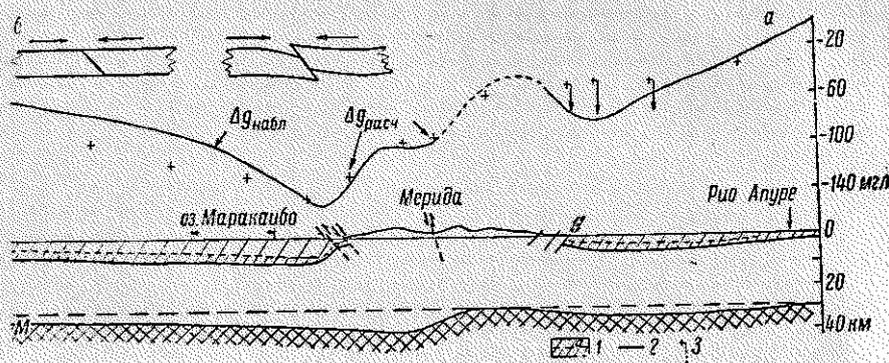


Рис. 16. Глубинная структура Венесуэльских Анд и бассейна оз. Маракайбо (а) и схема движения блоков коры (б) [Hospers, van Wijnen, 1959]. 1 — осадочный комплекс (а — постэоценов); 2 — поверхность фундамента; 3 — $\Delta g_{расч}$ без учета эффекта осадков в бассейне Барнаес-Апуре.

независимо от возможных систематических ошибок в оценке глубины залегания плотностных границ.

Пример таких расчетов по одному из районов Южной Америки — по Венесуэльским Андам — показан на рис. 16. Для оценки амплитуды смещения пород, слагающих глубинные зоны, предварительно потребовалось исключить из наблюдаемых аномалий гравитационный эффект толщи осадочных пород, выполняющих нефтегазоносный бассейн оз. Маракайбо. Влияние эоценовых и постэоценовых отложений вычислено с учетом их неодинаковой мощности и переменной аномальной плотности в функции от глубины. Из рис. 16 следует, что амплитуда прогибания нижней границы коры приблизительно такая же, как амплитуда прогибания кристаллического фундамента. По представлениям Дж. Хосперса и Дж. Ван-Вийнена [Hospers, van Wijnen, 1959], накопление эоценовых и постэоценовых осадков в пределах прогибающегося блока ассоциировалось с воздыманием блока коры, который соответствует горному району Мерида, и с частичным надвиганием поднятого блока на опущенный. Схема движения блоков дана на рис. 16.

Отметим, что в случае сравнительно длительного прогибания бассейна рельеф нижней границы земной коры может быть значительно выположен и не будет обладать таким размахом, как рельеф поверхности кристаллического фундамента. Именно такая картина установлена в Прикаспийской впадине Русской платформы (А. П. Панкратов и др., 1963).

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ

Методы магнитной и электрической разведки применяются в настоящее время для изучения глубинного строения коры и мантии в более ограниченных масштабах по сравнению с описанными выше методами. Некоторые ограничения имеют принципиальный характер, другие отражают состояние недостаточной практической разработки ряда вопросов.

Основная особенность методов электрической и магнитной разведки в приложении к изучению глубинных зон заключается в том, что электропроводность и намагниченность пород очень сильно зависят от температуры. Для сравнения укажем, что скорость распространения упругих волн и плотность в большей степени определяются давлением, а не температурой.

Поскольку геонизотерма Кюри в пределах суши зачастую располагается вблизи границы М, а в океанических районах с тонкой корой обычно ниже ее, магнитные исследования на суше представляют информацию преимущественно о строении верхних горизонтов коры, а в глубоководных акваториях — о строении коры и верхней мантии.

Магнитные измерения в Индийском и Атлантическом океанах, проведенные на специальном судне «Заря» (М. М. Иванов, 1963), показали наличие четко ограниченных областей с преимущественно аномальным либо относительно спокойным магнитным полем. Такие области указывают на существование крупнейших блоков, аналогичных тем, которые обнаружены на материках. Аэромагнитная съемка акватории Охотского моря и прилегающих к Курилам и Камчатке участков Тихого океана установила, что в районах современной геосинклинали располагаются интенсивные (600—700 гамм¹) узкие полосовые аномалии ΔT . Количественная обработка материалов позволила прийти к выводу о большой глубине залегания источников, возможно, находящихся в верхней мантии. Из материалов аэромагнитной съемки следует, что ширина зоны полосовых аномалий, обусловленных особенностями строения коры и, возможно, верхней мантии, существенно превышает ширину собственно островной дуги [Гайнанов, Соловьев, 1963].

Аналогичные исследования в северо-восточной части Тихого океана показали, что здесь на многие сотни километров к западу

¹ В системе СИ 100 гамм = $\frac{1}{4\pi}$ а/м.

от побережья, приблизительно параллельно хребтам Скалистых гор, располагаются магнитные аномалии, вытянутые на сотни и тысячи километров. В аномалиях отчетливо проявляется положение громадных широтных сдвигов, которые в ослабленном виде продолжают в пределы материка (М. Д. Фуллер, 1964).

Таким образом, есть основания предполагать, что в районах сравнительно неглубокого залегания верхней мантии горные породы имеют магнитную характеристику, сходную с породами коры, и находятся в намагниченном состоянии. Если выводы А. Г. Гайнова и О. Н. Соловьева о глубине нижней кромки намагниченных пород справедливы, то породы мантии участвуют в складчатых зонах определенного простирания, пересекаются разрывными нарушениями и т. п. Некоторые сомнения вызваны тем, что нет надлежащих способов вычисления глубины нижней границы. Магнитные исследования в районах срединных океанических хребтов привели к заключению, что интенсивные магнитные аномалии здесь непосредственно вызваны магматическими породами основного и ультраосновного состава. Образцы базальтов, габбро, серпентинитов, дунитов, перидотитов собраны путем драгирования на срединном хребте Индийского океана советским океанологическим судном «Витязь» (Г. Б. Удлинцев, В. И. Чернышева, 1965).

С точки зрения электрических исследований кристаллические породы земной коры независимо от их строения представляются сравнительно однородной средой высокого сопротивления (10^3 — 10^4 ом·м). Электрическое сопротивление горных пород существенно уменьшается при возрастании температуры выше 1000 — 1400°C . По расчетам Норитоми Кацуо [Noritomi Kazuo, 1961], электропроводность на глубине свыше 400 км в 10^4 раз больше, чем на глубине 30 км. Поскольку нагретое вещество мантии по электрическим свойствам резко отличается от вещества верхней мантии и коры, это обстоятельство используется для изучения неоднородного физического состояния мантии, выявления в ней зон повышенного разогрева.

Теоретические исследования по применению магнитотеллурического метода для изучения мантии были успешно начаты в 50-х годах А. Н. Тихоновым, Л. Каньяром, Като и другими учеными. Исследования проводимости мантии выполняются в СССР и в других странах стационарными обсерваториями. Специальные полевые исследования проведены в районах Восточной Сибири и Московской синеклизы.

При магнитотеллурических зондированиях мантии изучаются вариации электрического и магнитного полей с периодом от нескольких минут до нескольких часов. В некоторых случаях ограничиваются исследованием только геомагнитных вариаций, поскольку последние в меньшей степени подвержены влиянию помех, отражающих неоднородности строения верхней части геологического разреза.

Интересные результаты получены сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР в районе оз. Байкал. Зона глу-

бинных разломов, к которой приурочено это уникальное озеро, разделяет области с различным строением, точнее, состоянием мантии. В Забайкалье разогретое вещество мантии, обладающее высокой электрической проводимостью, приближается к подошве земной коры (рис. 17).

Менее четко отмечено приближение разогретого вещества мантии в Венгерской межгорной впадине, что объясняется меньшей глубиной исследований. Частотный спектр изучавшихся вариаций

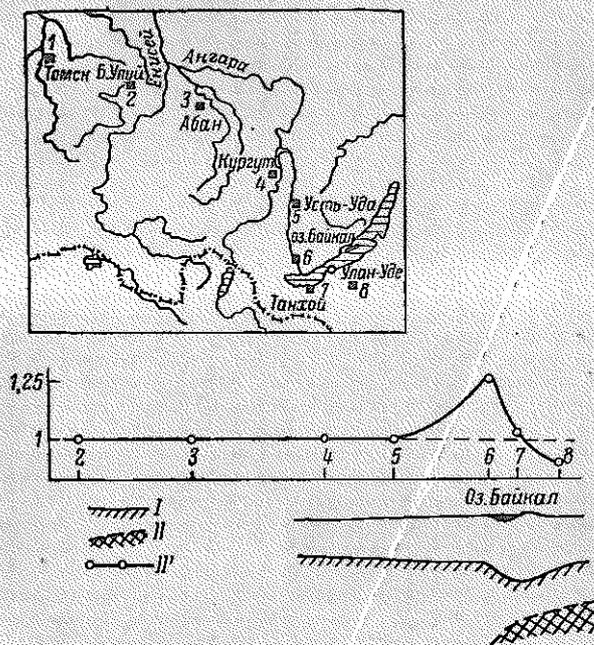


Рис. 17. Глубинные электромагнитные зондирования в Сибири (Ю. А. Косыгин, А. Л. Васьин и др., 1963).

I — подошва земной коры; II — область повышенной электропроводности; III — графики относительной интенсивности вертикальной составляющей бухтообразных вариаций геомагнитного поля по пунктам 1—8.

электромагнитного поля, ограниченный колебаниями с периодом до 8—9 мин, позволил изучить преимущественно структуры верхней части коры.

Электрические исследования коры, основанные на использовании искусственных источников тока, весьма ограничены. Методика глубинных электрических зондирований земных недр, предложенная А. П. Краевым (1951), сложна в организационном и техническом отношении. Опытные работы по глубинным дипольным зондированиям коры проведены в 1965 г. в бассейне р. Колумбии (США). В качестве питающих электродов использовались опоры мачт

высоковольтной линии передачи энергии, отстоящие друг от друга на 100—200 км. Сила тока достигала сотен ампер, напряжение 1—3 кв. По материалам дипольных электроразрядов определен геоэлектрический разрез. Глубина залегания хорошо проводящих пород оказалась равной 70 км (Т. Кантвелл и др., 1965).

§ 6. Петрофизическая характеристика земной коры и верхней мантии

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Геологическими методами хорошо изучены самые верхние слои земной коры, представленные в основном осадочными и метаморфическими породами. Прямые сведения о петрографическом составе пород, слагающих глубинные зоны, очень ограничены. Скважины, пробуренные в океане, вскрыли последовательно малоуплотненные илы и глины, уплотненные осадочные породы, базальты и в ряде мест серпентиниты. Таким образом, наличие основных и ультраосновных пород в составе коры океанических областей подтверждено экспериментально. Для оценки петрографического состава земной коры в других регионах приходится привлекать менее определенные петрологические и геофизические материалы [Белоусов, 1965].

Петрологические данные об изверженных породах (при всей важности этих сведений) нельзя считать прямыми по причине, на которую указывает Б. Ю. Левин (1964): именно потому, что глубинное вещество не осталось внизу, а проникло в верхние этажи земной коры или излилось на поверхность, оно не может рассматриваться как образец «нормального» глубинного вещества, так как отличается от последнего плотностью и, следовательно, составом. Являясь продуктом дифференциации глубинного вещества, вулканические породы связаны с ним, но не могут считаться тождественными образованиями.

Среди трех главных групп изверженных пород — кислых, основных и ультраосновных — первая группа прямо связывается с земной корой. Основные породы по геологическим представлениям ассоциируются с нижними этажами коры либо с мантией, ультраосновные — с мантией Земли. Сопоставив петрохимический состав основных и ультраосновных вулканических пород с геологическими условиями их нахождения, Ю. М. Шейнман и Г. С. Горшков обратили внимание, что наиболее значительные различия в составе проявляются между лавами океанов и континентов, что должно указывать на соответствующее различие в составе мантии. При этом области срединных океанических хребтов по составу лав близки к континентам.

Области континентов Ю. М. Шейнман подразделяет по проявлению лавовых комплексов на две группы: а) области островных дуг и складчатых поясов; б) материковые области вне геосинклиналей.

Тектонические процессы в областях первой группы отличаются максимальной глубиной и активностью и сопровождаются внедрением ультраосновной — серпентинитовой — магмы. Общая аналогия между современными процессами развития геосинклиналей в некоторых районах океанов и особенностями строения сформировавшихся складчатых сооружений облегчает понимание частных вопросов строения и состава коры.

Так, например, Р. С. Дитц (1963) рассматривает линзообразные интрузивные тела серпентинитов Альп как внедрения порций ультраосновной магмы в толщу осадков, которые образовались на океаническом дне. Соответственно проводятся аналогии между формациями, которые характерны для внутренних (эвгеосинклинальных) и внешних (миогеосинклинальных) зон, и продолжающимися процессами осадкообразования на береговых террасах и в зоне сочленения континентов и океанов.

Интересные сведения о составе верхней мантии получают при изучении ксенолитов — чужеродных обломков, включенных в кимберлитовую породу алмазоносных трубок. Рассматривая трубки взрыва, к которым приурочены коренные месторождения алмазов, как некоторые каналы, по которым осуществлялась связь с нижними этажами земной коры и с мантией, по найденным обломкам пород можно судить о составе верхней мантии в платформенных условиях.

В. С. Соболев и Н. В. Соболев (1964), изучая ксенолиты и в кимберлитах Северной Якутии, обнаружили гранаты, бедные кальцием, в породах с оливином и пироксеном и гранаты, богатые кальцием, в корундовом эклогите. Эклогитовые ксенолиты найдены также в изверженных породах Южной Африки. Таким образом, находки ксенолитов указывают и на возможность того, что мантия сложена эклогитом — породой, которая имеет состав, близкий к габбро, но гораздо более уплотненную структуру, и на возможность перидотитового состава мантии. Впрочем, упомянутые выше исследователи предполагают, что эклогиты образуют не сплошную массу, а отдельные линзы и прослои.

На ультраосновной состав верхней мантии указывают включения оливиновых нодулей, обнаруженных в магматических породах (щелочных базальтах и др.), характерных как для материков, так и для океанов.

ЗАВИСИМОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОТ СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД И ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Геофизические данные о физических параметрах и в особенности о скорости распространения упругих волн в толще земной коры и верхней мантии весьма обширны по объему, но требуют для своего объяснения специальных экспериментов над образцами горных пород в условиях высоких давлений и температур.

Эксперименты по определению скорости распространения ультразвуковых колебаний в образцах горных пород проведены в большом

объеме Ф. Берчем, М. П. Воларовичем и другими исследователями. Выяснено, что большое разнообразие значений скорости v_p в поверхностных условиях не характерно для глубинных условий. При небольшом давлении и невысокой температуре в близповерхностной зоне на величину скорости сильно влияют структура, вариации минерального состава, воздействия процессов выветривания. Так, в гранитах скорость варьирует от 4,0 до 5,5 в гнейсах — от 4,5 до 5,6 км/сек (М. П. Воларович, 1963).

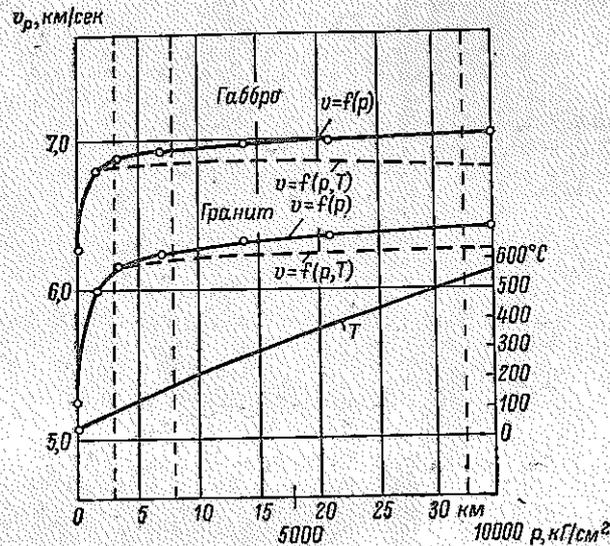


Рис. 18. Влияние температуры T и давления p на скорость продольных сейсмических волн (Ф. Берч, 1958).

При повышении давления поры горной породы, созданные контактами между зернами и процессами выветривания, в основном закрываются. Поэтому графики зависимости скорости от давления имеют характерный вид (впервые установленный Ф. Берчем): с увеличением всестороннего давления до $500-1000 \text{ кг/см}^2$ скорость резко возрастает, а затем асимптотически стремится к некоторому пределу, характерному для пород данного состава (рис. 18). Почти такой же вид имеет график зависимости граничной скорости от глубины залегания складчатого палеозойского фундамента, построенный И. В. Померанцевой.

Сразу же следует добавить, что обратная последовательность рассуждений, т. е. определение типа и состава пород по скорости распространения в них продольных волн, не может быть строгой. Действительно, скорость $6,2-6,4 \text{ км/сек}$ характерна не только

для изверженных гранитоидных пород, но и для метаморфических пород типа гнейсов, скорость 6,7—6,8 км/сек с равным успехом может отвечать изверженным породам типа габбро и метаморфическим — амфиболитам. Вместе с тем сопоставляемые породы, отвечающие близким значениям скорости, обладают не резко различным химическим составом (различия состава значительны для пород с разной скоростью).

Аналогичное исследование образцов ультраосновных пород, отобранных в Мончегорском плутоне, показало, что при атмосферном давлении скорость распространения продольных волн изменяется от 6,8 до 7,6 км/сек, а при всестороннем давлении, эквивалентном глубине 15 км, она достигает значений 7,4—8,0 км/сек (Г. Д. Афанасьев, М. П. Волярович и др., 1964).

При экспериментальном изучении ультраосновных пород — дунитов — Ф. Берч получил скорость 8,1 км/сек, а Г. Г. Хесс показал наличие сильной скоростной анизотропии в кристаллах оливина — минерала, занимающего в составе дунитов 95% веса. Различие скоростей очень велико: от 7,7 до 9,3 км/сек, причем наименьшая скорость обнаруживается в направлении, перпендикулярном к вероятной плоскости скольжения или слола. Петрологическое изучение оливина в породообразующих агрегатах привело к выводу, что кристаллы оливина, создающие эффект анизотропии, имеют тенденцию к упорядоченной ориентации при длительном воздействии деформаций или вследствие течения горной породы.

Анизотропия скорости подтверждена сейсмическими наблюдениями в океане вблизи западного побережья Северной Америки и в районе Гавайских островов. Г. Г. Хесс (1964) отмечает, что скорость распространения продольных волн по границе М может сильно зависеть от ориентировки профиля: наибольшие значения (8,6 км/сек) были зарегистрированы при расположении профиля параллельно зоне разломов, наименьшие (8,0 км/сек) на профилях, перпендикулярных к этой зоне. Понижение скорости в последнем случае, видимо, вызвано не только той причиной, на которую указывает Г. Хесс, но и обычной раздробленностью пород.

Итак, увеличение скорости сейсмических волн по мере перехода от верхних этажей земной коры (6,0—6,5 км/сек) к ее нижней границе (6,5—7,0 км/сек) и к верхней мантии (8,0—8,2 км/сек) приближенно согласуется с последовательным переходом от кислых изверженных пород к основным и от основных к ультраосновным (рис. 18). В свое время эта аналогия послужила причиной того, что состав верхней мантии безоговорочно принимали ультраосновным, а в земной коре стали выделять «гранитный» и «базальтовый» слои. Такая терминология особенно широко использовалась геологами, которые не имели полного представления о возможной неоднозначности объяснения геофизических материалов, и геофизиками, исключавшими из рассмотрения разнообразие геологических причин.

Одно из возможных объяснений резкого возрастания скорости и плотности ниже подошвы коры состоит в том, что обычный базальт

переходит в состояние с более плотной упаковкой вещества — эклогит.

Установлено, что эклогит устойчив при давлении около 16 кбар и температуре, составляющей многие сотни градусов, и нестабилен при давлении, меньшем 10 кбар (давление 10 кбар приблизительно соответствует глубине 30—35 км). Это означает, что эклогитовый состав верхней мантии исключен в условиях неглубокого залегания границы М, характерных для океана, но возможен в некоторых районах материков.

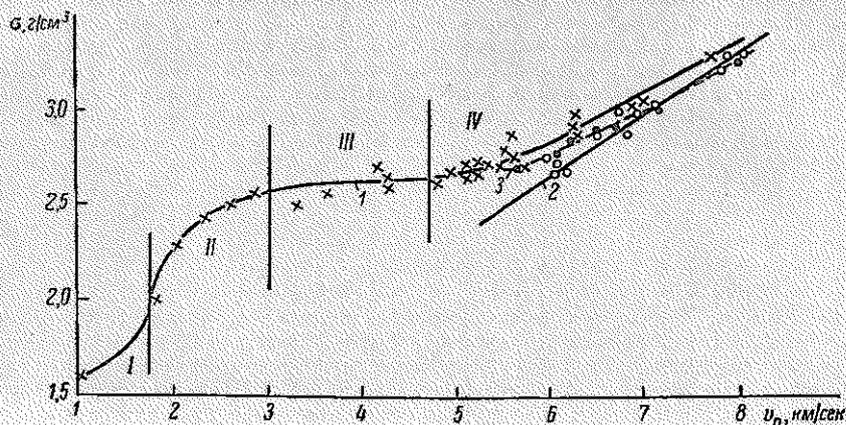


Рис. 19. Соотношение между скоростью распространения продольных колебаний и плотностью горных пород (Г. Вуллард, 1959, с дополнением).

Зависимость: I — при небольшой глубине (осадки: I — ненасыщенные, II — насыщенные уплотненные, III — консолидированные; IV — кристаллические породы); 2 — для глубины 8 км, по Ф. Верчу; 3 — вычисленная при сопоставлении графиков аномалий с сейсмическими разрезами коры, по И. Г. Клушину (приблизительное приведение граничной скорости v_p к пластовой v_p состояло в уменьшении значений скорости на 0,2 км/сек).

Переход базальт — эклогит зависит от температуры и сопровождается уменьшением объема. При обратном переходе (эклогит — базальт) объем увеличивается. Интересно отметить, что в океанических областях соотношение аномалий теплового потока и рельефа границы М противоположно тому, которое можно ожидать в случае эклогитового состава мантии: повышенный поток тепла установлен в областях подъема границы М (хребтах), пониженный — в областях прогибания (желобах).

Важное практическое значение имеет количественное соотношение между различными физическими параметрами горных пород коры и верхней мантии. Корреляция, например, между намагниченностью и электропроводностью, плотностью и намагниченностью в случае больших масс горных пород практически пренебрежима. Отсутствует также строгое соответствие между скоростью и плотностью. Эксперименты с образцами горных пород показывают, что одинаковую скорость распространения продольных волн могут

иметь породы, отличающиеся плотностью на $0,1—0,2 \text{ г/см}^3$. Усредненные по крупным блокам горных пород значения скорости и плотности согласуются заметно лучше.

В большинстве случаев удается сопоставить значения v и σ , измеренные на образцах при атмосферном давлении. Гораздо реже приходится иметь дело с результатами измерения скорости и плотности одних и тех же образцов при высоком всестороннем давлении. Кроме того, могут привлекаться менее достоверные сведения, которые получены путем расчетов по полевым геофизическим материалам и характеризуют физические параметры глубинных слоев коры в естественном залегании.

На рис. 19 построен график зависимости плотности σ от скорости v , на котором совмещены экспериментальные данные нескольких исследователей, установленные разными путями. Как видно, результаты удовлетворительно согласуются, кривые могут быть использованы для приближенной оценки плотности глубинных слоев по известной скорости. Приближенность оценки зависит от того, что с увеличением глубины залегания пород возрастают одновременно их плотность и скорость распространения упругих колебаний, однако изменение этих параметров не обязательно должно проходить в пропорциях, действующих при небольшом давлении. Впрочем, кривая 3 на рис. 19 показывает, что значительные отклонения маловероятны.

ПРИРОДА СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ТИПЫ КОРЫ

Относительно природы и состава глубинных слоев земной коры имеется несколько не полностью совпадающих точек зрения, что закономерно при ограниченном количестве отправных данных. В общем случае в составе коры выделяют три слоя, или комплекса, пород (Е. Е. Милановский, В. Е. Хапп, 1964; В. В. Федьинский [1960]).

1. Осадочный комплекс имеет мощность $3—7 \text{ км}$ на платформенных плитах, до $15—20 \text{ км}$ в крупнейших геосинклинальных прогибах, частично занятых внутренними морями, полностью исчезает на кристаллических щитах и составляет несколько сотен метров либо $1—1,5 \text{ км}$ в центральных районах океанов. Состав осадочного комплекса варьирует столь же значительно, как и его мощность. Наряду с терригенными отложениями большую мощность могут иметь соленосные, карбонатные и вулканогенные породы. Скорость распространения продольных волн составляет $2—6 \text{ км/сек}$, плотность $1,8—2,6 \text{ г/см}^3$.

2. Гранитно-метаморфический комплекс имеет мощность $6—10 \text{ км}$ в районах платформенных плит и $15—25 \text{ км}$ в складчатых высокогорных районах, отсутствует либо значительно уменьшается в некоторых глубоких прогибах на материках, отсутствует в океанических областях. Верхняя часть гранитно-метаморфического комплекса — это кристаллический фундамент платформенных плит. Комплекс образовался в результате глубокого метаморфизма вулканогенно-осадочных пород. В складчатых районах и кристаллических щитах

в составе комплекса большую роль играют интрузии гранитов и гранитоидов. Скорость распространения упругих волн 5,5—6,5, в среднем 6,0—6,3 км/сек; плотность 2,6—2,8, в среднем 2,7 г/см³. Отдельные массивы изверженных пород могут характеризоваться скоростью и плотностью, значительно отличающимися от средних значений этих параметров.

Гранитно-метаморфический слой (комплекс) отделен от нижележащих пород границей, которая в большинстве районов выражена скачком скорости волн P (граница Конрада), а в некоторых районах имеет черты постепенного перехода.

3. Промежуточный комплекс (так называемый «базальтовый слой») и его происхождение являются объектом оживленной дискуссии. По мнению Ю. Н. Година (1960) и других исследователей, анализировавших материалы глубинных сейсмических зондирований в районах с разновозрастным складчатым фундаментом, сейсмическая граница, отвечающая поверхности промежуточного слоя, может считаться верхней границей глубоко метаморфизованных пород.

Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин, В. В. Белоусов полагают, что при большой мощности промежуточного слоя на материках (10—35 км) некоторая часть его действительно могла образоваться в результате метаморфизма наиболее древних вулканогенно-осадочных пород. Высокая температура и давление на глубине свыше 15—20 км создают условия для глубокой — гранулитовой — фации метаморфизма пород. Однако наряду с процессами метаморфизма учитывается возможность и непосредственного внедрения основной магмы и постепенного метасоматического изменения состава пород.

По данным детальных сейсмических исследований промежуточный слой в свою очередь подразделяется на несколько слоев с различной, постепенно увеличивающейся с глубиной скоростью распространения упругих волн.

Граница раздела гранитно-метаморфического и промежуточного комплексов, по мнению Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина, не строго стратиграфическая. То же самое, видимо, можно сказать и о границах внутри промежуточного слоя.

В океанах «базальтовый слой» может действительно слагаться продуктами базальтовых излияний, аналогичными толще третичных лавовых покровов, которая образовалась на о. Исландия и имеет мощность (доступную изучению) не менее 5—7 км. Платобазальты значительной мощности установлены на о. Гренландия, на Фарерских островах и в ряде мест Северо-Западной Европы.

Выплавление громадных масс однородных по составу базальтов возможно только из мантии.

С появлением все новых материалов о строении земной коры равнинных и высокогорных областей, внутренних и внешних морей, океанических островов и глубоководных частей океанов стала ощущаться потребность в классификации полученных данных и выделении характерных типов коры. Уже отмечалось, что в первую очередь обращают на себя внимание наиболее резкие различия по мощности

и составу между корой континентов и океанов. Океанические структуры (глубоководные желобы, срединные хребты, острова) так же разнообразны, как и континентальные участки Земли. Действительные особенности строения коры могут значительно отличаться от усредненной модели океанической или континентальной коры.

Исследователи, предлагающие те или иные варианты классификации типов коры, обычно оперируют несколькими признаками. Однако значимость отдельных признаков принимается неодинаковой, поэтому число выделяемых типов коры в разных классификациях не совпадает, границы между отдельными типами иногда перекрываются. Так, Г. З. Гурарий и Н. А. Соловьева, которые обобщили все сведения о строении земной коры, накопленные к началу 60-х годов, в качестве главных показателей приняли мощность коры, величину аномалии силы тяжести в редукции Буге и высоту (глубину) поверхности горных пород относительно уровня моря.

И. П. Косминская и в дальнейшем И. В. Померанцева при выделении типов коры опирались на различия скоростных разрезов. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин, полностью учитывая разнообразные геофизические материалы, строят классификацию по генетическому признаку. Типы коры рассматриваются не изолированно друг от друга, а как отдельные фазы, состояния развития коры, последовательно сменяющие друг друга.

Учитывая распространенность областей с определенным геологическим строением, в первом приближении можно указать три наиболее характерных типа коры, которые охватывают большую часть поверхности Земли и поэтому фигурируют во всех классификациях (табл. 2).

ТАБЛИЦА 2

Области Земли	Аномалия Буге, мгл	Положение поверхности горных пород относительно уровня моря, км	Мощность коры, км	Глубина залегания границы М, км
Платформы:				
океанические	200—400	(-4)—(-5)	5—10	10—14
континентальные	± 50	(-0.3)—(+0.5)	26—40	26—40
Складчатые высокогорные области	(-100)—(-500)	1—6	40—70	40—65

Три основных по значимости типа не охватывают всего разнообразия разрезов земной коры. Различные переходные типы восполняют пробелы между доминирующими. Своеобразное строение коры имеют структуры, развивающиеся на границах материковых и океанических платформ. Области орогенных поднятий (активизированных платформ) имеют строение коры, близкое к строению коры складчатых (геосинклинальных) областей, и в то же время сохраняют

некоторые черты платформенной коры. По закономерному изменению скорости с глубиной различаются области молодых и древних платформ. Глубокие платформенные и геосинклинальные впадины обнаруживают некоторые черты строения коры, характерные для океанов (выклинивание или отсутствие гранитно-метаморфического слоя и др.).

Представление о скоростных разрезах коры, типичных для различных областей, дает рис. 20. Мощности коры и отдельных ее комплексов надо расценивать как средние. Так, например, мощность осадочного комплекса на древних платформах может быть в несколько раз больше или меньше, чем показано на рис. 20.

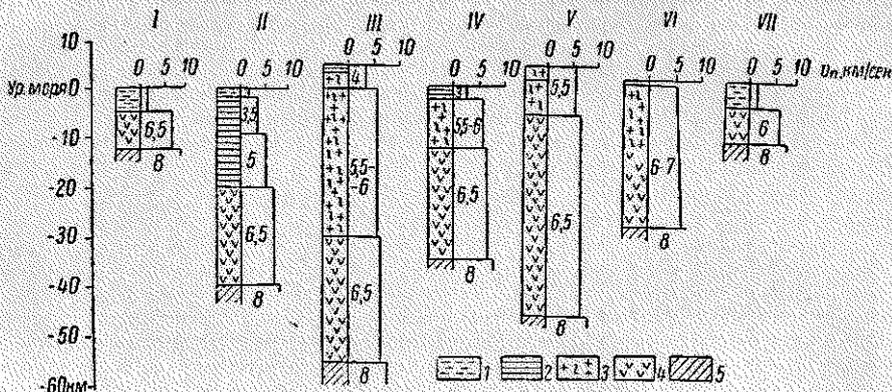


Рис. 20. Типичные скоростные разрезы земной коры (И. И. Косминская, 1960): I, VII — океан; II — прогиб; III — горная область; платформа: IV — молодая, V — активизированная, VI — древняя.
1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — подкоровый субстрат.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, УСТАНОВЛЕННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Мантия неоднородна по строению — к этому выводу все чаще приходят геофизики и геологи, анализирующие геофизические материалы. Некоторые особенности, видимо, сохранились со времени образования планеты, другие в той или иной форме отражают глубинные геологические явления, т. е. наряду с пространственной неоднородностью предполагаются изменения мантии во времени.

Крупнейшие геологические структуры прослеживаются геофизическими методами на глубину, превышающую мощность земной коры. Изучая «корни» таких структур, проявляющиеся в особенностях строения мантии, можно лучше представить развитие геологических процессов в земной коре. Изучение региональных особенностей верхней мантии методами сейсморазведки, гравиразведки, геотермики и магнитотеллурических исследований по существу только начато. Вместе с тем уже установлены общие для больших территорий и акваторий особенности строения мантии, которые имеют

большое значение для геотектоники и теории магматических процессов.

Важнейшая особенность верхней мантии заключается в том, что на глубине от многих десятков до первых сотен километров залегает слой с пониженной скоростью распространения упругих сейсмических колебаний. Присутствие такого слоя и его положение отчетливо устанавливаются по ряду признаков. Первый, весьма определенный признак — зона сейсмической тени на расстоянии около 1000 км. Амплитуда сейсмических волн убывает в несколько десятков — сотен раз, а затем вновь достигает больших значений (рис. 21). При сопоставлении размеров тени с глубиной расположения сейсмических очагов аналогично тому, как показано на рис. 22, удалось выяснить, что наиболее вероятные пределы глубины залегания волновода равны 50—220 км в океанических областях и 120—275 км под континентами [Gaskell, 1965].

По данным И. Л. Нерсесова и А. А. Лукка (1965), в Средней Азии, Восточном Казахстане и на юге Сибири слой пониженной скорости продольных и поперечных волн залегает на глубине 110—150 км. На глубине 240—400 км указанные исследователи выделили еще один слой, проявляющийся в некотором уменьшении скорости распространения поперечных волн и не сказывающийся на прохождении продольных волн.

Другим признаком наличия в верхней мантии слоя, отличающегося от выше- и нижележащих пород, служит систематическое различие средней длины поперечных и продольных волн, регистрируемых при некоторых землетрясениях. Большая длина поперечных волн указывает на существенное поглощение короткопериодных поперечных колебаний средой, которая обладает пониженной вязкостью. Продольные колебания такая среда поглощает в меньшей степени.

Третий признак слоя пониженной скорости — характерная дисперсия поверхностных волн Лява и Рэлея. Теоретические кривые, вычисленные в предположении существования такого слоя, гораздо лучше совпадают с экспериментальными, чем кривые, построенные в предположении регулярного увеличения скорости с глубиной (рис. 12). Кроме того, наличие слоя подтверждается спектральным

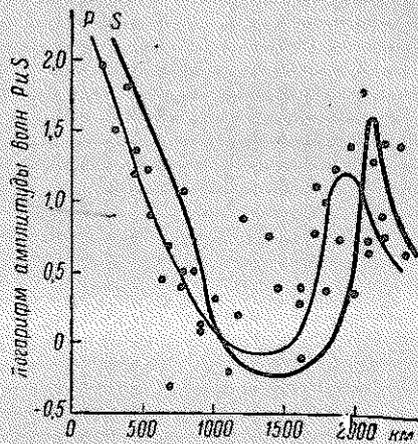


Рис. 21. Резкое уменьшение амплитуды сейсмических волн, вызываемое слоем пониженной скорости [Андерсон, 1964].

Кривые — в среднем по земному шару, по В. Гутенбергу; точки — отдельные определения сейсмической станции в Пасадене.

составом собственных колебаний Земли и закономерным расположением очагов землетрясений по глубине.

Совокупность разнообразных сейсмических признаков, рассмотренных с учетом известных положений теории деформаций горных пород, подтверждает, что слой пониженной скорости одновременно

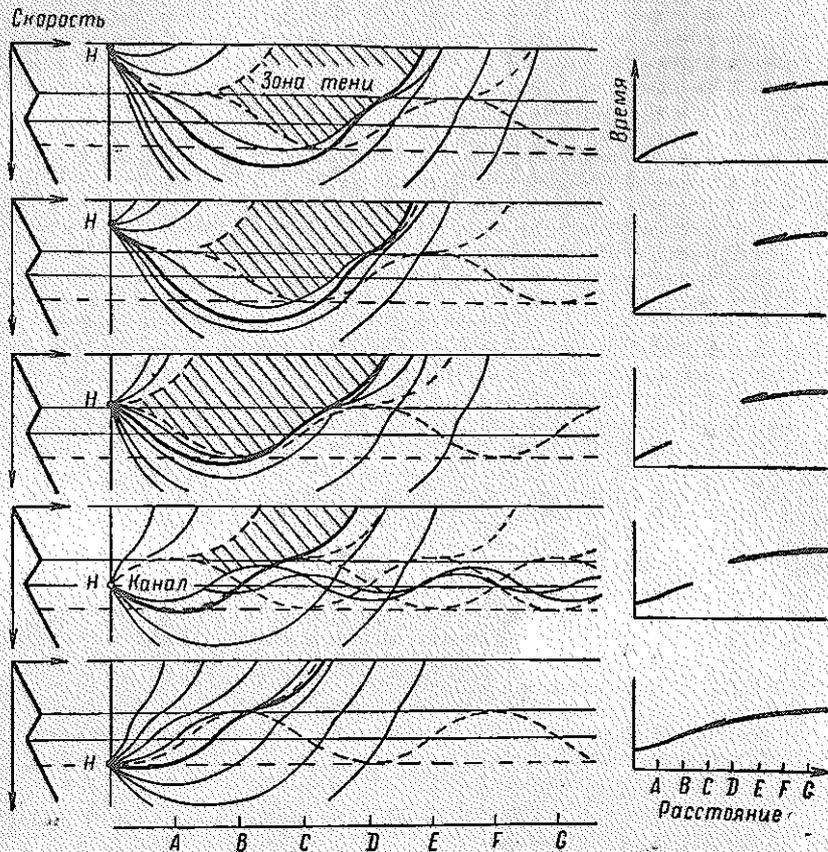


Рис. 22. Пути волн, годографы и зона тени при различной глубине очага H в случае существования слоя пониженной скорости (Б. Гутенберг, 1959).

является и слоем повышенной пластичности, пониженной вязкости. Пластичность увеличивается с глубиной постепенно. Главную роль в повышении пластичности играет соотношение эффектов температуры и давления. При том давлении, которое существует на глубине 100—200 км, температура вещества немного не достигает температуры плавления. Вещество, видимо, находится в аморфном состоянии. С увеличением давления (глубины) температура плавления вновь значительно превышает возможную температуру вещества. Сводка

физических величин, характеризующих состояние мантии на глубине в несколько сотен километров, приведена на рис. 23.

Пластический слой облегчает перемещение больших масс вещества на глубине и изостатическое выравнивание обширных блоков,

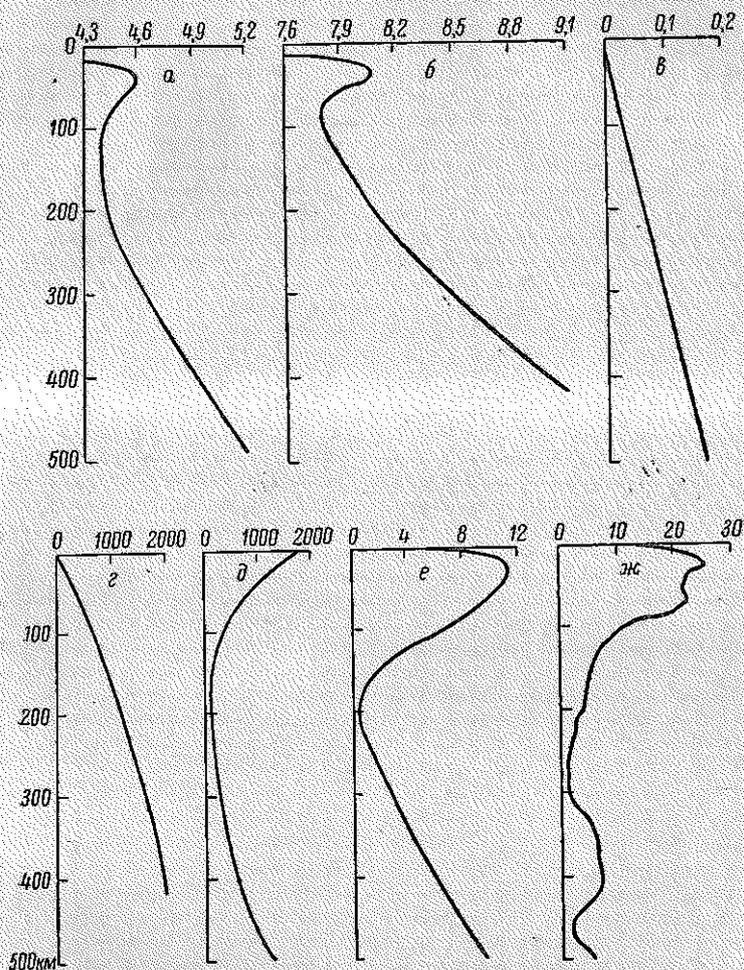


Рис. 23. Данные о верхней мантии, отражающие существование пластической зоны — зоны пониженной скорости [Андерсон, 1964].

Изменение с глубиной: скорости волны, км/сек: а — поперечной v_s , б — продольной v_p ; в — давления p , 10^{12} дин/см²; г — температуры, °C; д — то же, выше точки плавления; е — прочности, тыс. атм; ж — числа сильных землетрясений в год.

разделенных крупными разломами. При некотором локальном снижении давления температура плавления падает, происходит выщавление базальтовой и ультраосновной магмы. По ослабленным зонам расплавы проникают в верхние этажи земной коры.

Вместе с тем в большинстве мест горные породы, составляющие рассматриваемый слой, находятся не в расплавленном, а твердом состоянии, достаточно твердом, чтобы накапливающиеся напряжения вызывали разрывы сплошности, сдвиги, сопровождающиеся землетрясениями. Схематическое изображение пластического слоя показано на рис. 24.

В отдельных регионах (Курило-Камчатская островная дуга и др.) слой пониженной скорости не был выделен сейсмическими

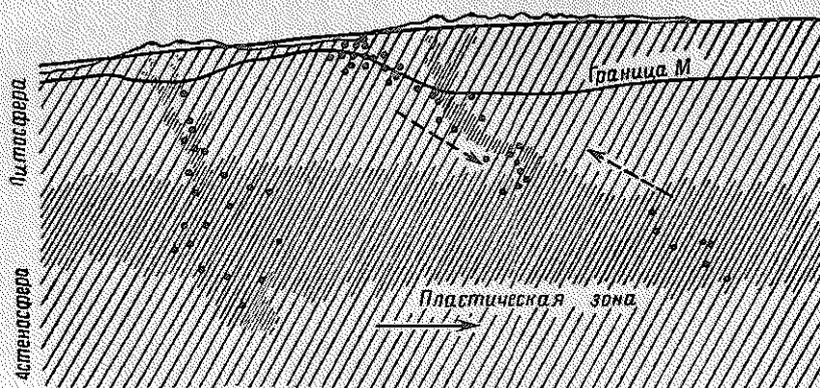


Рис. 24. Пластическая зона мантии [Андерсон, 1964].
Точки — очаги землетрясений; стрелки — направления возможных движений; густо заштрихованные зоны — магма.

исследованиями. Для таких регионов, как Курильская гряда, о. Исландия, характерно понижение скорости распространения упругих колебаний (до 7,7 км/сек) в самой верхней части мантии. Возможно, что причина понижения скорости ниже подошвы коры состоит в общем разогревании вещества, при котором волновод как бы перемещается вверх.

Горизонтальная неоднородность мантии выявлена в центральных районах Евразии, в западных районах Северо-Американского материка (Л. Наксер, 1963; Г. Томсон, М. Тальвани, 1964).

Неоднородность мантии по физическим параметрам и, возможно, составу — это реальность, с которой надо считаться при геологическом истолковании геофизических материалов. Такие различия, как и всякое отклонение реальности от упрощенной модели, затрудняют обработку и объяснение материалов, зато открывают перспективы для более углубленного изучения региональных геологических структур.

§ 7. Геологические и геофизические данные о глубинных разломах

Учение о глубинных разломах особенно интенсивно развивается последние два десятилетия. Исследования в различных регионах мира дали убедительные доказательства, что глубинные разломы являются крупными самостоятельными структурами, сопоставимыми с крупными и крупнейшими платформенными и геосинклинальными структурами, такими, как своды, антеклизы, краевые прогибы и т. п. На первой стадии изучения глубинных разломов особенно широко привлекались материалы геологического изучения больших грабенов Восточной Африки и Европы. В разработке основных положений учения о глубинных разломах много сделали В. Г. Хоббс, Г. Клоос, Дж. Т. Вильсон, А. В. Пейве, В. Е. Хани, К. И. Сатпаев, Г. Н. Щерба, В. С. Буртман и другие исследователи. Согласно современным представлениям, глубинные разломы оказывают очень большое влияние на развитие тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов и на распределение месторождений полезных ископаемых.

Сетка глубинных разломов, пересекающих земную кору и верхнюю мантию, образует мозаику блоков различных размеров [Наллвкин, Клушин, Толстихин, 1962]. По представлениям А. В. Пейве и его сотрудников, земная кора может рассматриваться как брекчия планетарного масштаба. Элементами брекчии являются блоки коры либо блоки коры и части мантии, которые отделяются друг от друга не только крутонаклоненными, но и пологими разрывами. Наглядное представление о сетке глубинных разломов дает рис. 25, на котором изображены некоторые результаты региональных геологических и геофизических работ в Казахстане. Некоторые из этих глубинных разломов известны давно и хорошо изучены геологически, другие обнаружены сравнительно недавно геофизическими методами.

Глубинные разломы разграничивают крупные блоки, отличающиеся геологической историей, структурой, составом, физическими параметрами. Так, например, Тургайский разлом разграничивает структуры Урала и Казахстана. Центральный разлом Сихотэ-Алиня разграничивает области палеозойской и мезозойской складчатости. На границах, отмечаемых глубинными разломами, резко изменяются мощности и фации отложений.

Глубинные разломы являются путями продвижения вулканических пород, горячих растворов, газов, нефти. Нередко разломы отличаются своей особой «специализацией» в отношении полезных ископаемых. К Джеллаир-Наймавскому глубинному разлому тяготеют рудопроявления хрома, никеля, алмазов. Вблизи Иртышского глубинного разлома размещаются месторождения меди и золота. Появились доказательства, что и крупнейшие месторождения железных руд Криворожского бассейна также развивались в зоне глубинного разлома (В. И. Снаржинский, К. Ф. Тякин, 1965). Расположенная в Сибири Аллах-Юньская золотоносная зона протягивается

на сотни километров при ширине в первые десятки километров. Зона приурочена к тектонически активному стыку преимущественно терригенных отложений перми и терригенно-карбонатных пород среднего и нижнего палеозоя.

Если в отношении эндогенной рудной минерализации роль глубинных разломов определена достаточно четко, то этого нельзя сказать о месторождениях нефти и газа. Одни исследователи признают,

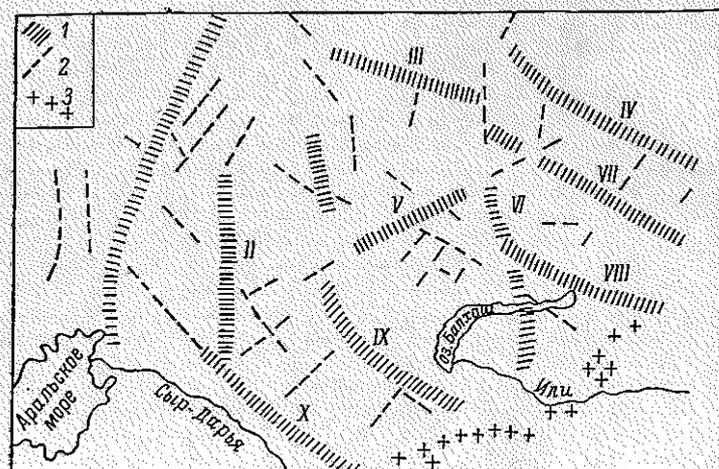


Рис. 25. Схема основных тектонических швов — глубинных разломов Казахстана [Морозов и др., 1963].

1 — основные тектонические швы (I — Тургайский, II — Улугауский, III — Петропавловский, IV — Прииртышский, V — Успенский, VI — Токрауский, VII — Жармынский, VIII — Джунгарский, IX — Джалапро-Найманский, X — Каратауский); 2 — прочие крупные разломы; 3 — зоны резкого увеличения мощности земной коры.

что глубинные разломы имеют преимущественно структурное значение, тогда как другие считают глубинные разломы естественными путями проникновения нефти и газа из внутренних зон Земли в верхний осадочный слой коры. Этой точки зрения придерживается, например, сторонник неорганической теории происхождения нефти проф. Н. А. Кудрявцев [1963].

Вероятно, более правильная точка зрения должна учитывать, что с глубинными разломами связаны факторы и благоприятные, и неблагоприятные для формирования зон регионального нефтегазонакопления. В. П. Гаврилов и Р. И. Быков (1965) рассмотрели этот вопрос применительно к Туранской платформе и пришли к выводу, что благоприятными факторами деятельности разломов могут быть ускорение процесса захоронения и переработки органики, образование ловушек для скопления нефти и газа (в том числе приразломных поднятий, зон выклинивания, тектонических экранов), образование трещинных коллекторов. К числу неблагоприятных факторов

относятся глубокие размывы воздымающихся блоков и разрушение залежей в раздробленных структурах.

Неотъемлемые свойства глубинных разломов: большая протяженность, значительная глубина заложения, длительное и многофазное развитие. В. Е. Хаин [1963], который разработал классификацию глубинных разломов, подчеркивает, что для уверенного выделения глубинного разлома нужны все три основных признака.

Собственно признаки наличия разлома В. Е. Хаин подразделяет на структурные, геофизические, геоморфологические, седиментационные, магматические. Заметим, что выделение специальной группы геофизических признаков неоправданно. Обычно одни геофизические материалы указывают непосредственно на проявления магматизма, тогда как другие — на различие процесса седиментации, особенности структуры и т. п. Рассмотрим более подробно комплекс упомянутых признаков.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

К числу признаков глубинного разлома, выраженных в поверхностной структуре, относятся линейно вытянутые зоны раздробленности пород. Разлом может быть выражен единой тектонической линией или густой сеткой сложно сочлененных нарушений, в которой отдельные разломы образуют систему клиньев, вытянутых в определенном направлении и пересекающих пликативные структуры. Ширина подобных зон различна: от 2—3 до 15—20 км при длине в несколько сотен километров. При наличии толщи осадочных пород зона глубинного разлома нередко проявляется в верхних горизонтах в виде линейной дислокации отложений. Цепочки структур, имеющих углы падения несколько градусов и осложненных разрывами, на глубине переходят во флексуры либо уступы фундамента. В качестве примера укажем на Репетекский глубинный разлом, расположенный на востоке Туркмении. Разлом пересекает юго-западное погружение Гиссарского хребта, краевую депрессию и окраину молодой платформы. В зоне разлома сильно нарушен кристаллический фундамент, что находит отражение в материалах глубинных сейсмических зондирований и гравиразведки. По системе трещин в верхнюю часть толщи осадочных пород проникли пластичные соляно-гипсовые массы, которые образовали систему поднятий, объединенных в крупный вал (рис. 26). Сейсморазведка отчетливо фиксирует нарушенное залегание пород.

Среди признаков глубинных разломов выделяют резкие изменения в положении границ раздела, расчленяющих земную кору на отдельные комплексы. К таким границам относятся поверхность кристаллического фундамента, горизонты, расположенные внутри консолидированной коры, а также внутри осадочного комплекса при большой мощности последнего.

Резкие изменения положения границ могут отмечаться в аномалиях силы тяжести, сейсмических материалах, иногда в магнитном поле. В качестве примера можно сослаться на Джунгарский

глубинный разлом, рассекающий области с разным уровнем залегания промежуточного слоя земной коры (17—19 км на юго-западном крыле и 11—13 км на северо-восточном). Различие в глубине залегания границы, разделяющей гранитно-метаморфический и промежуточные комплексы, подтверждается мощной гравитационной ступенью (В. С. Войтович, 1963). Подобные ступени характерны для глубинных разломов Кавказа и других складчатых областей.

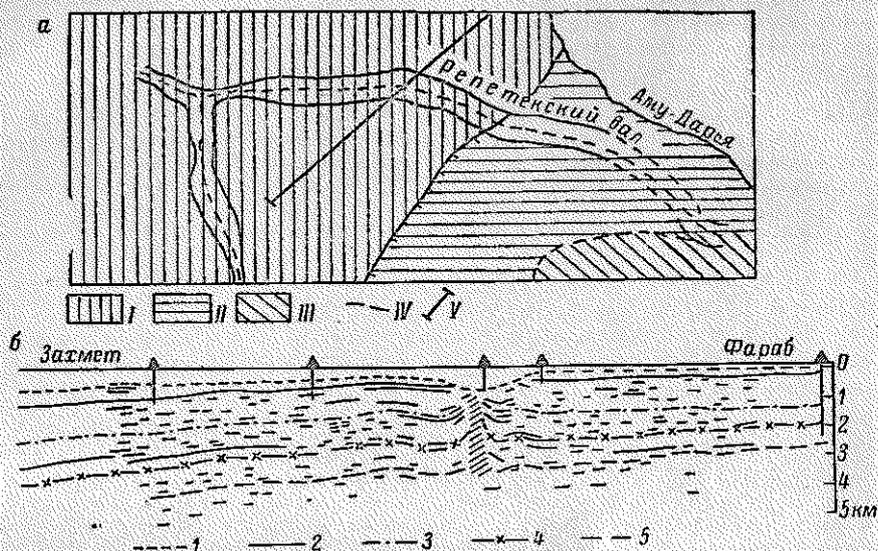


Рис. 26. Тектоническая схема (а) и сейсмогеологический разрез (б) Речетекской зоны (В. В. Гапеев и др., 1962).

I — Туранская платформа; II — переходная зона; III — Южно-Каракумская впадина; IV — глубинные разломы; V — линия разреза; 1 — поверхность размыва; 2, 3 — сейсмические горизонты, приуроченные к меловым отложениям; 4, 5 — то же, к юрским.

С помощью сейсмических наблюдений глубинные разломы выделяются по резкому изменению глубины залегания опорных границ, сильному затуханию упругих колебаний в пределах раздробленной зоны и активным современным подвижкам крупных блоков, сопровождающимся выделением сейсмической энергии. Резкий скачок опорных границ обычно удается зафиксировать лишь при небольшой ширине разлома (В. Б. Соллогуб и др., 1965).

Широкие зоны дробления пород, сопровождающие глубинные разломы, интенсивно поглощают упругие колебания, возникающие при землетрясениях с очагами, удаленными от разлома, либо при искусственных взрывах. Для уверенного прослеживания глубинных границ сейморазведкой при взрывах значительно увеличивают вес зарядов взрывчатых веществ. Резкое изменение структуры земной коры может проявляться не только в динамических особенностях

регистрируемых волн, но и в количестве уверенно прослеживаемых групп волн.

Линейно вытянутые зоны сгущения эпицентров землетрясений разной магнитуды служат надежным тектоническим признаком разлома. В качестве иллюстрации воспользуемся материалами изучения одного из крупнейших разломов Северной Америки — разлома Сан-Андреас (Калифорния). Его энергичное проявление относится к третичному и четвертичному времени. С разломом связаны крупные землетрясения, в том числе катастрофические. Перемещение пород, рассекаемых разломом, имеет характер сдвига. Скачкообразные подвижки во время землетрясений и медленные перемещения в период между землетрясениями фиксируются точными триангуляционными измерениями. Геодезические данные указывают на среднюю скорость перемещения около 5 см в год. Геологические данные подтверждают горизонтальный сдвиг амплитудой не менее 280 км. Максимально возможная величина смещения предположительно достигает 500 км. Эпицентры землетрясений, возникающих при сдвиговых подвижках, четко отмечают зону разлома (рис. 27).

Глубокофокусные разрушительные землетрясения характерны преимущественно для глубоких разломов геосинклинальных (подвижных) областей. Зачастую очаги землетрясений группируются в определенном диапазоне глубин. По глубине расположения гипоцентров землетрясений судят о глубине проявления разлома. Разломы наибольшей глубинности располагаются в зоне сочленения материков и океанов (рис. 28).

Однако отсутствие очагов землетрясений не может повлиять на оценку глубинности разлома, так как интервал времени наблюдений (десятки либо сотни лет) слишком мал по сравнению с жизнью разлома [Ханц, 1963].

Важным признаком разлома служат надежно документированные крупные горизонтальные смещения пород. Такие смещения устанавливаются, сопоставляя структурные и фацальные особенности

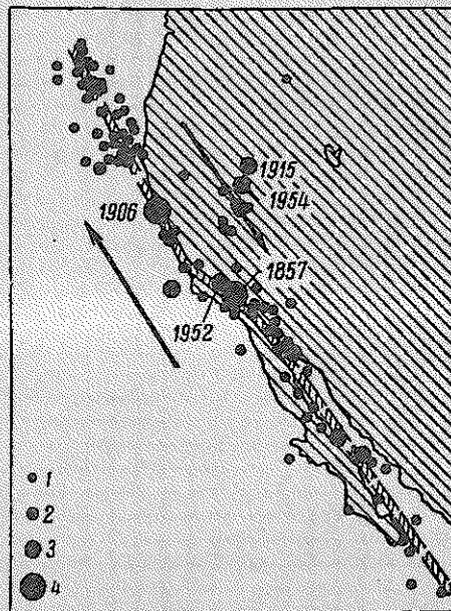


Рис. 27. Расположение эпицентров землетрясений в зоне глубинного сдвига Сан-Андреас (Г. Беньоф, 1963).

Магнитуда землетрясений: 1 — $M = 5,5 \div 6,5$; 2 — $M = 6,6 \div 7,0$; 3 — $M = 7,1 \div 7,7$; 4 — $M = 8,25$. На схеме приведены даты землетрясений.

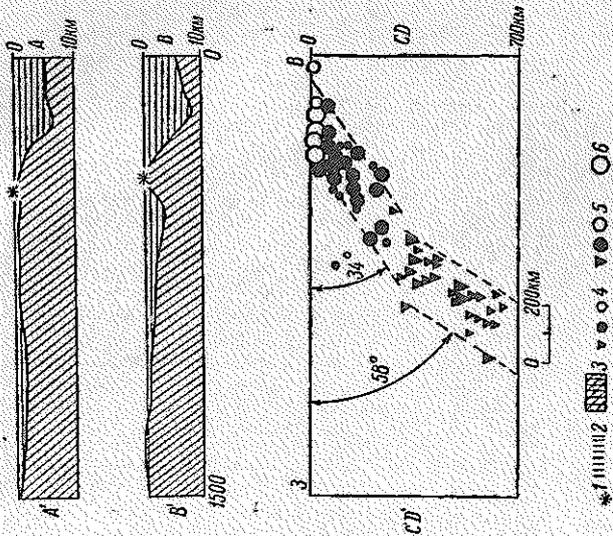
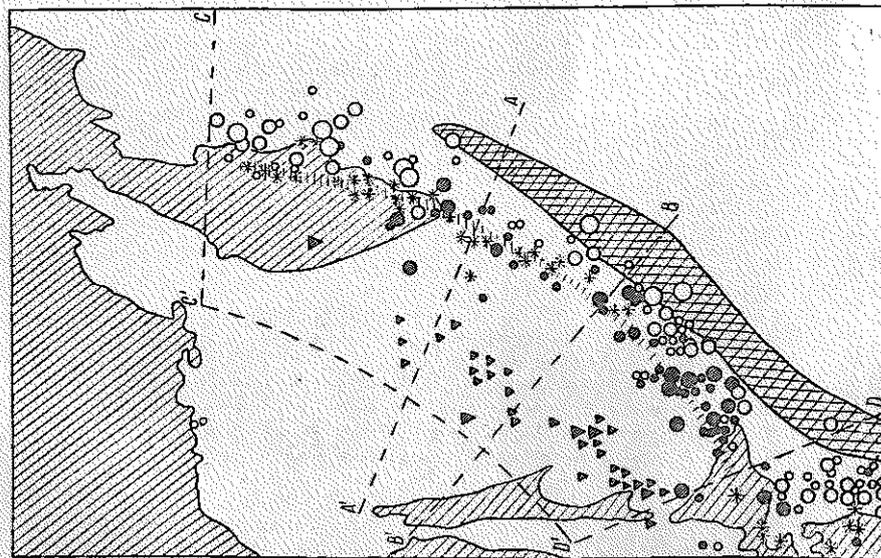


Рис. 28. Распределение очагов землетрясений в зоне Курило-Камчатской островной дуги (Г. Бельф, 1963).

1 — вулканы; 2 — их линия; 3 — глубоководные впадины; магнитуда землетрясений: 4 — М = 6,0 ÷ 6,9; промежуточных и облачных: 5 — М = 7,0 ÷ 7,7; 6 — М = 7,75 ÷ 8,5.

отложений, развитых по обе стороны разлома, геофизические аномалии и другие признаки. Прекрасные примеры смещений по глубинным сдвигам приводит Г. В. Менард (1955). Характерная картина распределения аномалий ΔT в зоне сдвига построена на рис. 29. Однако существуют разломы, не отмечаемые значительным горизонтальным или вертикальным смещением блоков коры.

Группа структурно-тектонических признаков глубинных разломов наиболее четко выявляется методами структурной геофизики.

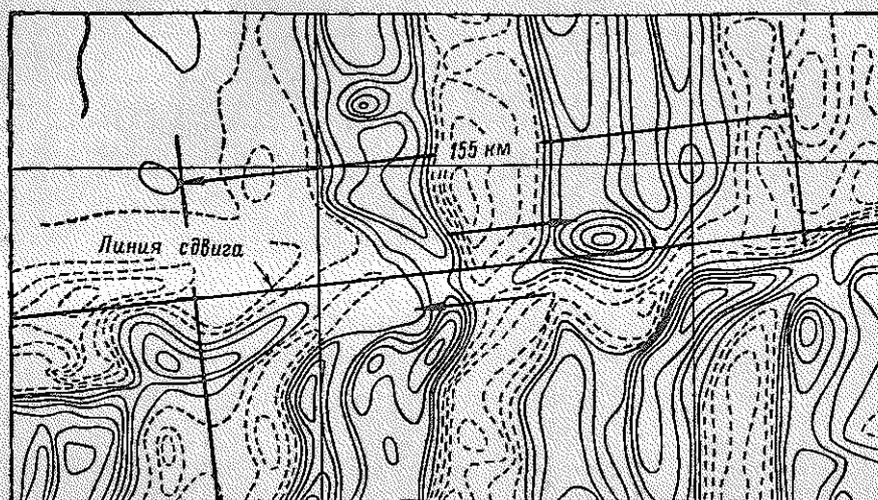


Рис. 29. Магнитные аномалии в зоне сдвига Маррей (Мэзон, 1960).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Геоморфологические признаки не играют такой существенной роли, как структурно-тектонические. Многие глубинные разломы не выражены в рельефе земной поверхности. Иные, например Альпийский глубинный разлом в Новой Зеландии, Таласо-Ферганский в Средней Азии, выражены очень четко. Связь глубинных разломов с рельефом поверхности Земли нередко проявляется в линейности форм рельефа на аэрофотоснимках, в смещениях русел рек, по доразделов, появлении узких впадин, уступов и т. п. В зонах нарушений усиленно развиваются процессы выветривания, карстообразованию, что облегчает линейную ориентировку впадин.

Более четко формы рельефа горных пород сохраняются под слоем морской воды или ледяным покровом. Рельеф дна моря и структура придонных осадков, равно как и рельеф коренных пород, покрытых льдом, изучается с помощью геофизических методов: сейсморазведки, акустики, аэромагнитной съемки, гравиразведки.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ

Дифференцированные движения блоков коры, разделенных глубинными разломами, являются причиной неодинаковой мощности осадочных пород и различий фацального и литологического составов. Основное значение седиментационных признаков состоит в том, что с их помощью устанавливается длительность развития глубинного разлома. В качестве примера существенного различия фаций и мощностей отложений в зоне глубинного разлома можно указать на сочленение по Иртышскому разлому вулканогенных фаций Рудного Алтая и терригенных фаций Иртышской зоны.

В платформенных условиях не менее четко проявляется северный борт Прикаспийской впадины. К югу от линии глубинного разлома, ограничивающего борт впадины, резко увеличивается мощность пермских соленосных отложений. Своеобразные формы соляной тектоники, развивающиеся в бассейнах, заполненных соленосными породами, совершенно однозначно опознаются на картах гравитационных аномалий. Поэтому гравиразведка может косвенно изучать некоторые седиментационные признаки глубинных разломов. В других условиях седиментационные признаки находят более четкое отражение в материалах электроразведки и сейсморазведки.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Магматические признаки вполне надежно указывают на вероятную глубину заложения разлома. Состав изверженных пород зависит от того, какие горизонты земной коры и мантии затронуты нарушением. Особенно показательны пояса интрузий ультраосновного состава, ассоциирующиеся с разломами, которые уходят в мантию. Гипербазитовые пояса отчетливо отмечаются магнитными и гравитационными аномалиями и сопровождаются изменением уровня залегания глубинных границ земной коры и ее подошвы.

На меньшую глубину указывают излияния базальтов и андезитов.

Интрузии кислых пород могут появляться вне связи с разломами. В случае приуроченности к разлому массивы гранитоидов нередко имеют вытянутую форму, причем направления разлома и вытянутости массивов могут иметь систематическое различие. Цепочки интрузий кислого состава хорошо картируются аэрогеофизической съемкой и проявляются в виде полосы гравитационных минимумов на картах аномалий Буге. Дополнительным признаком могут быть аномалии естественной радиоактивности и зоны повышенного выделения тепла (рис. 30).

В заключение еще раз подчеркнем, что задача изучения глубинных разломов геологическими и геофизическими методами имеет громадное практическое и теоретическое значение. Трудность изучения состоит в том, что отсутствие ряда признаков (сейсмичность,

вулканические излияния и т. п.) еще не означает отсутствия глубинного разлома, тогда как наличие многих признаков еще не указывает, что разлом глубинный.

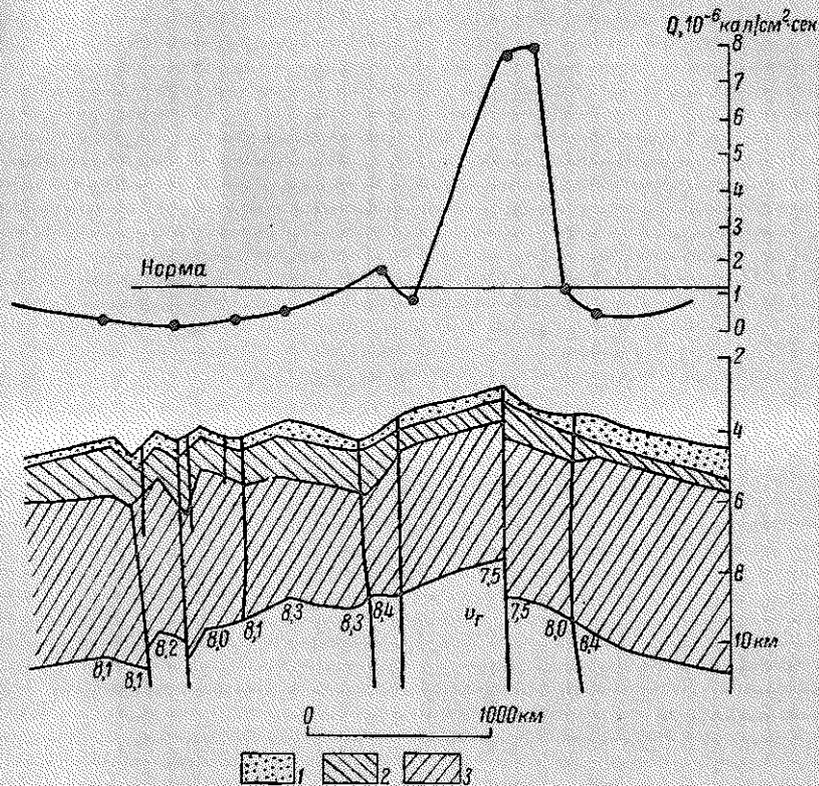


Рис. 30. Тепловой поток и разрез коры в районе Восточно-Тихоокеанского хребта (по Менарду, Р. фон Херцену).
Слой: 1 — осадочный; 2 — гранит-метаморфический; 3 — базальтовый.

§ 8. Развитие земной коры

Геофизические различия континентов и океанов очень велики. В связи с этим последнее десятилетие оживленно обсуждаются такие проблемы, как происхождение материков и океанов, направленность и обратимость развития земной коры. Спектр точек зрения довольно велик; в подобной ситуации предпочтение должно быть отдано той из них, которая опирается на весь предшествующий геологический опыт, учитывает совокупность новейших геофизических данных и умеренно отзывается на интересные по своим следствиям, но недостаточно доказанные гипотезы.

Среди большого числа работ, посвященных вопросам развития земной коры (А. А. Борисов, 1963; 1965; В. В. Белоусов, 1962;

Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин, 1964; С. И. Субботин, 1960, [1963] В. Е. Хаин, [1964б]; Миямура Сэцуми, 1964; Луи Глазго и др.) убедительное и в то же время весьма сжатое изложение вопроса содержит работа В. Е. Хаина (1964). Следующий ниже текст учитывает основные положения этой работы и подкрепляется примерами из практики геофизических исследований, выполненных главным образом на территории СССР и в акваториях прилегающих морей. Рассматривая эволюционный ряд структур земной коры В. Е. Хаин выделяет восходящую и нисходящую ветви развития земной коры. Доминирующий процесс восходящего развития заключается в последовательном преобразовании океанических платформ в геосинклинали и далее в материковые платформы (стадии *А, В, В, Г, Д*, рис. 31). Нисходящее развитие земной коры заключается в активизации материковых платформ с последующим образованием морских бассейнов на месте крупных опускающихся грабенов (стадии *Е, Ж, З, И, К*).

Обширные океанические платформы, характерные для внутренних областей океанов, принимаются отправной точкой нормального эволюционного ряда структур коры и мантии. Типичным примером являются участки ложа Тихого океана, изученные Институтом физики Земли АН СССР в период Международного геофизического года [Аверьянов и др., 1963]. Суммарная мощность коры и мощность отдельных ее комплексов изменяются по площади незначительно (исключение составляют вулканические острова). Кора подстилается однородной по строению мантией ультраосновного состава.

Зарождение геосинклиналей связывается с заложением сверхглубоких разломов, рассекающих верхнюю мантию. Возникновение разломов предшествует неоднородное охлаждение и дегазация мантии вследствие вулканической деятельности.

Сверхглубокие разломы и сопряженные с ними островные дуги накладываются на ранее существовавшие разнородные структуры объединяя последние новыми общими чертами строения. В качестве примера укажем на различие Северо-Курильской и Южно-Курильской структурно-тектонических зон, входящих в Курильскую островную дугу (М. Х. Лившиц, 1965). Неустойчивое и неоднородное строение проявляется в больших аномалиях силы тяжести в изостатической редукции (десятки миллигал), в резкой дифференциации мантии по плотности, скорости распространения сейсмических волн, величине теплового потока. Участки максимальной подвижности чередуются с участками более древней консолидации, которые относительно устойчивы и имеют более простое строение (Срединный хребет Камчатки и др.). На стыках блоков мантии разной плотности, разделенных сверхглубокими разломами, возникают океанические желоба. Примером может быть Курило-Камчатский желоб (П. Н. Кропоткин, Г. М. Власов, 1963).

Дальнейшее развитие геосинклинального пояса и его превращение в молодую складчатую страну сопровождается увеличением мощности коры, особенно ее гранитно-метаморфического слоя

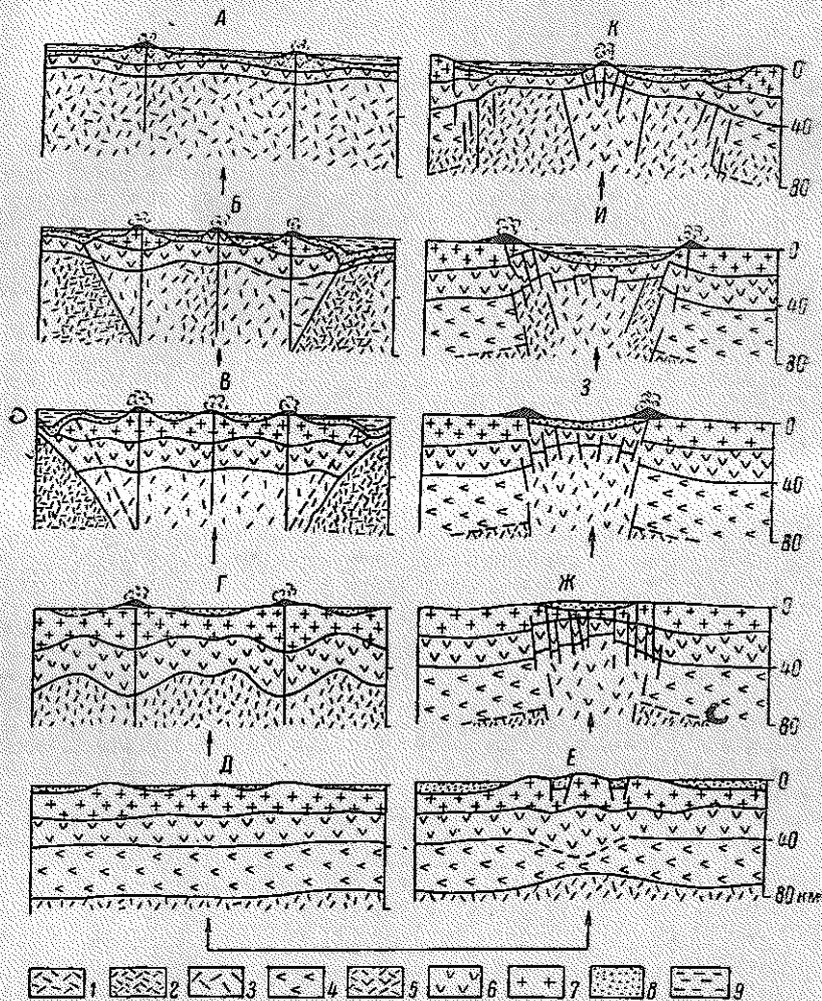


Рис. 31. Эволюционный ряд структур земной коры [Хайн, 1964б]: А — океаническая платформа (тип — Тихий океан); Б — геосинклинальный пояс, ранняя стадия; В — то же, зрелая стадия; Г — молодая горная система; Д — материковая платформа; Е — внутриматериковый орогенный пояс (тип — Тянь-Шань); Ж — авлакоген (тип — Донецко-Днепровская впадина); З — внутриплатформенная тафрогеосинклиналь (тип — Красное море); И — бассейн черноморского типа; К — океаническая платформа (вторичная) и срединно-океанический пояс (тип — Атлантический океан).

1 — мантия ультраосновного состава, нормальная; 2 — то же, повышенной плотности; 3 — то же, пониженной; 4 — эклогитовый слой; 5 — смесь ультраосновного материала, начало выплавления базальта; 6 — базальтовый слой; 7 — гранитно-метаморфический слой; 8 — осадочный слой; 9 — вода.

Толщина коры возрастает в результате выделения из мантии легкого материала и связанных с этим прямо или косвенно процессов осадкообразования, складчатости, метаморфизма, гранитизации. Наиболее легкая гранитная магма выжимается и всливается в верхние горизонты коры в центральных частях воздымающихся зон.

Основная причина вертикальных движений — изменение объема подкорового вещества под влиянием переменных термодинамических условий в субстрате. Относительно медленные движения могут быть вызваны пластическим перемещением глубинного вещества [Магницкий, 1965].

Глубокие и коровые разломы, рассекающие складчатую область, облегчают дифференцированные движения крупных блоков. Изостатическое равновесие восстанавливается частично путем эрозии наиболее воздымающихся зон, частично путем перетекания вещества в пластическом слое верхней мантии. Предполагается, что постепенное охлаждение складчатой области вызывает скачкообразный переход нижней части промежуточного слоя в эклогит, что дает толчок к распаду горного сооружения. Граница М скачкообразно смещается вверх и постепенно приобретает выровненную форму. Размах глубины залегания границы М в платформенных областях довольно большой: от 30 км в центре Каракумов до 50 км в некоторых районах Украинского кристаллического щита и Воронежского массива.

Тектонические процессы в платформенных условиях проходят на фоне приблизительного изостатического равновесия коры. В зонах интенсивных движений вещество коры взаимодействует с подкоровым веществом. Таким образом, даже при резком погружении поверхности кристаллического фундамента (Прикаспийская впадина) или при длительной тенденции к воздыманию (Балтийский кристаллический щит) граница М приблизительно сохраняет свое положение на глубине 35—40 км.

Причины после платформенных орогенических поднятий изучены еще недостаточно. В той или иной мере орогенические пояса примыкают к складчатым (геосинклинальным) системам. Повышенный поток тепла, распространяющийся по пластическому слою в мантии в стороны от геосинклинали, разогревает вещество верхней мантии. Переход эклогит — базальт может вызвать скачкообразное смещение границы М вниз и интенсивное воздымание области, сопровождающееся образованием глыбовых гор. Примером такой перестройки, активизации является Тянь-Шань. Строение земной коры этой области в целом напоминает строение коры в пределах молодых платформ. Важное отличие состоит в повышенной мощности промежуточного слоя. Активизация и воздымание области в неоген-четвертичное время, видимо, проходили под влиянием соседней альпийской геосинклинали (В. Н. Крестников, И. Л. Нерсесов, 1963). Перемещение крупных блоков коры шло с неодинаковой скоростью, граница М имеет сложное строение.

Развитие авлакогенов более характерно для древних платформ, чем для молодых. Особенно хорошо изучена Днепровско-Донецкая

впадина, разделяющая Воронежский кристаллический массив и Украинский щит. Заложение впадины связывается с обрушением свода крупного пологого поднятия. При общей мощности коры около 50 км в области грабена положение границы М определяется наивысшей отметкой — 45 км. Таким образом, наибольшему погружению кристаллического фундамента соответствует наименьшая мощность коры [Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963]. Грабен ограничен сериями глубинных разломов, по которым в палеозое происходило излияние эффузивов.

Расширение и углубление грабенов по существу представляют внешнее следствие дальнейшего преобразования состава и состояния мантии. Приуроченные к крупнейшим грабенам бассейны Красного моря и Персидского залива рассматриваются как пример зоны расхождения Afro-Азиатского континентального массива. Структуры коры и мантии, соответствующие стадии бассейна черноморского типа и стадии вторичной океанической платформы, завершают эволюционный ряд нисходящей ветви развития.

На вторичность некоторых океанических платформ указывают группы островов, сохранившихся как остатки блоков континентальной коры. На таких островах вместо обычных для океана изверженных пород основного состава обнаруживаются массивы гранитов. Примером служат Сейшельские острова (Gaskell, 1965).

По мнению В. Е. Хаппа, восходящее развитие структур коры могло сменяться нисходящим, соответственно изменялись контуры континентов и океанов.

§ 9. Связь глубинного строения со строением верхних горизонтов и распределением месторождений полезных ископаемых

Самостоятельный параграф с приведенным выше наименованием выделен не потому, что уже имеется достаточное количество фактов, позволяющих сделать определенные выводы, но для того, чтобы обратить внимание читателя на важность и актуальность темы. Исследователи стоят в самом начале того пути, который может привести к получению необходимых опорных материалов, являющихся ключом к решению проблемы.

Для геологических прогнозов недалекого будущего выявление различных связей между глубинным строением коры и мантии и строением верхних горизонтов, а особенно распределением месторождений полезных ископаемых, станет самой насущной задачей.

На современном этапе исследований определеннее всего искомым связи намечаются в тех геоструктурных зонах, которые по ряду признаков резко отличны от окружающих зон, причем различие четко прослеживается на большую глубину. В первую очередь это зоны глубинных разломов.

ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ
ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

§ 10. Задачи тектонического районирования.
Рациональное сочетание геологических
и геофизических методов

Один из первых шагов в направлении поисков месторождений полезных ископаемых заключается в предварительном разделении изучаемых площадей по степени их перспективности. Хотя структурно-тектонический фактор не полностью определяет перспективы площади, составление полноценных прогнозных карт невозможно без тщательного учета крупных особенностей геологического строения. В качестве составной части геологопоисковых работ выделяют тектоническое районирование.

По определению, данному В. В. Белоусовым (1953), тектоническое районирование представляет «классификацию участков земной коры по особенностям их строения и истории структурного развития». Очень важен в приведенном определении историко-геологический аспект. Тектоническое районирование должно учитывать не только крупные особенности современного геологического строения, но и распределение таких (либо подобных по значению) особенностей в прошлом — в эпохи, предшествовавшие и сопутствовавшие образованию и развитию месторождений полезных ископаемых.

Тектонический план в эпоху образования месторождений мог быть существенно отличным от современного, что не могло не сказаться на современном распределении месторождений. Особенно существенна эта сторона вопроса для таких подвижных полезных ископаемых, как нефть и газ, которые обладают способностью мигрировать в латеральном и вертикальном направлениях и потому чутко реагируют на региональные наклоны толщи вмещающих пород.

При тектоническом районировании платформенных областей принимаются во внимание особенности строения земной коры, в первую очередь ее осадочного и гранитно-метаморфического комплексов, изучаются крупные черты внутренней структуры кристаллического фундамента (в том числе распределение зон разновозрастной консолидации) и структуры осадочного чехла, в той или иной мере связанные

рельефом поверхности кристаллических пород. Выявляются контуры, местоположение и история развития крупных и крупнейших структур: антеклиз и синеклиз, сводов и впадин, крупных валов и прогибов, в том числе грабенообразных прогибов — авлакогенов и их положительных аналогов, отдельных протяженных ступеней. В равной мере при тектоническом районировании рассматриваются местоположение и строение структур средних размеров, среди которых выделяются валы и депрессии, куполовидные поднятия и котловины.

Характер строения и развития крупных и средних структур существенно изменяется в зависимости от того, созданы ли они в результате пликативных движений или их развитие сопровождалось крупными разрывными деформациями горных пород. Занимающие значительную площадь зоны линейных дислокаций представляют собой самостоятельные элементы, выделяемые при районировании.

Важным понятием, используемым при тектоническом районировании, является структурный этаж. Как известно, это понятие объединяет комплекс различных горных пород, характеризующийся определенной совокупностью складчатых и разрывных структур и отделенный от другого комплекса структурным несогласием. Очевидно, тектоническое районирование, которое имеет поисковую направленность, не может быть «плоским», объединяющим выводы по всем структурным этажам. Оно должно быть «объемным». На одном и том же участке границы крупных и средних структур, выделенных в разных структурных этажах, иногда совпадают, иногда различаются очень сильно.

В какой мере можно объединять структурные этажи или их более крупные подразделения? Ответ на этот вопрос зависит прежде всего от того, насколько существенны структурные несогласия по сравнению с теми особенностями, которые определяют расположение месторождений полезных ископаемых.

При сложном геологическом строении структуры первого и второго порядков должны выделяться в каждом структурном этаже, чтобы оптимальная методика поисков месторождений была единой в одних и тех же условиях (Ю. М. Львовский, 1963).

В районах поисков рудных месторождений формы локализации руденения зачастую сохраняются в пределах одного структурного этажа, существенно видоизменяясь к другому. Например, складчатые рудоконтролирующие структуры одного этажа передают свои функции трещинным структурам другого.

Тектоническое районирование платформенных областей должно осветить взаимоотношения между крупными структурами земной коры, кристаллического фундамента и осадочного чехла. Чтобы получить достаточную информацию, необходимо тесное сочетание геологических и геофизических методов исследования. Из геологических данных наибольшее значение имеют материалы опорного, а также глубокого поисково-разведочного бурения и геологические карты масштаба 1 : 200 000—1 : 500 000. Геофизические данные включают

сейсмические разрезы земной коры, карты магнитных и гравитационных аномалий масштаба 1 : 50 000—1 : 500 000, материалы профильных и площадных съемок точечными сейсмическими зондированиями либо непрерывными наблюдениями КМПВ и МОВ, материалы электро-разведочных исследований методами теллурических токов, магнито-теллурического профилирования, становления поля и др.

Совместное использование геологических и геофизических данных позволяет получить интересующие сведения. Так, по геофизическим материалам легко устанавливаются контуры крупных структур. Однако история колебательных движений в прошлом изучается главным образом по материалам бурения и каротажа.

Данные о возрасте фундамента, о положительных и отрицательных структурах важны не только для поисков нефти и газа, но и для поисков рудных месторождений (преимущественно экзогенных).

Тектоническое районирование складчатых областей в сравнении с платформенными проводится при более широком привлечении материалов геологической съемки и меньшем участии глубокого бурения. Изучение расположения, взаимосвязи и особенностей развития главных тектонических элементов необходимо для составления тектонической основы при подготовке минерагенических карт. Минерагенические карты масштаба 1 : 1 500 000—1 : 2 500 000 отражают общие закономерности эндогенной минерализации, карты масштаба 1 : 200 000 служат для конкретных прогнозов расположения рудных месторождений.

Тектоническое районирование краевых зон складчатых областей проводится для планирования поисков нефти и газа.

При тектоническом районировании складчатых областей в первую очередь устанавливается размещение разновозрастных складчатых зон. В пределах последних определяются границы эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей. Изучаются основные структурные элементы антиклинории, синклинории, краевые и срединные массивы, вулканогенные пояса, системы крупных разрывов. Изучение собственно структур ведется в тесной увязке с изучением структурно-фациальных зон, которые отличаются по составу, мощности и последовательности осадочных, метаморфических и магматических комплексов, по времени и характеру деформаций горных пород. Большое внимание уделяется уяснению характера несогласий между разновозрастными структурными планами. По совокупности геофизических и геологических данных указываются стадии тектонического развития выделенных зон.

Региональные геолого-геофизические исследования очень важны в первую очередь для мало изученных, только что осваиваемых территорий. Вместе с тем такие работы весьма полезны и в старых горнорудных районах. Во многих случаях районы разработки давно известных рудных месторождений отличаются тем, что сочетают подробную изученность отдельных месторождений с неопределенностью в ряде принципиальных вопросов, что сдерживает дальнейшие поисковые работы.

Опыт показывает, что даже в таких хорошо изученных геологическими съемками районах Западной Европы, как Центральный массив во Франции или Корнуэлл в Англии, региональные исследования существенно расширяют возможность прогнозов в области металлогении.

В связи с неравным распределением средств на поиски рудных месторождений и месторождений нефти и газа комплексные региональные геолого-геофизические исследования складчатых областей проведены в меньшем объеме, чем аналогичные исследования платформенных областей. Региональные геохимические исследования еще не заняли должного места. Исключительно важное приложение получили радиоактивные методы определения абсолютного возраста кристаллических горных пород.

§ 11. Тектоническое районирование плит

В разрезе платформенных районов принято выделять три комплекса горных пород, которые существенно отличаются по своему составу, степени метаморфизма, дислоцированности и образуют фундамент, промежуточный комплекс и платформенный чехол. Наличие специфических структурных форм, стратиграфических и угловых несогласий является основанием для включения каждого из перечисленных комплексов в самостоятельный структурный этаж. В ряде случаев различия внутри комплексов настолько существенны, что объединение разнородных отложений в один структурный этаж становится неоправданным. Так, например, в фундаменте некоторых молодых платформ выделяют два структурных этажа: докембрийский и палеозойский. На эпперцинской Скифской платформе нижний этаж фундамента представлен древними и глубоко метаморфизованными породами типа гнейсов, кристаллических сланцев, а также гранитами и другими изверженными породами. Верхний этаж фундамента сложен преимущественно средне- и верхнепалеозойскими образованиями, которые испытали региональный метаморфизм и интенсивно дислоцированы. Это преимущественно различные сланцы и породы терригенно-карбонатного состава. Участие магматических образований в палеозойском этаже фундамента невелико.

Отложения промежуточного комплекса выявлены на всех платформах, однако распространены не повсеместно. Как правило, они заполняют отдельные впадины. Степень метаморфизма этих отложений меньше, чем у пород фундамента, но больше, чем у пород платформенного чехла. От последних породы промежуточного комплекса отличаются большей дислоцированностью, а в ряде случаев — и широким развитием эффузивов. Очень часто горные породы промежуточного комплекса представляют собой погребенные под платформенным покровом отложения древних межгорных впадин, которые сохранились между срезанными эрозией складчатыми сооружениями,

образующими ныне фундамент. При современном уровне изученности пород промежуточного комплекса принято объединять последние в один самостоятельный структурный этаж.

Отложения платформенного покрова в зависимости от особенностей строения региона объединяют в один либо большее число структурных этажей.

Таким образом, общее число этажей изменяется в значительных пределах. Минимальное их число равно двум, максимальное достигает пяти-шести. Однако следует учесть, что многие особенности верхних этажей наследуются от строения нижних. Принимая во внимание это обстоятельство, а также насущную потребность установить главные черты геологического строения при минимальных затратах на исследования, в большинстве случаев полагают, что достаточно полное представление о строении региона получается при изучении основных структур трех этажей: фундамента, промежуточного этажа и платформенного чехла. Структурам платформенного покрова уделяется наибольшее внимание.

В связи с поисковой направленностью тектонического районирования особо важное значение имеет изучение структур, выраженных в нижних горизонтах платформенного чехла. Ближайшие геологические границы, которые определяют форму таких структур, — поверхность кристаллического фундамента и поверхность отложенный промежуточного комплекса. Именно эти две границы в первую очередь изучаются геофизическими методами.

Так, например, для юга Восточной Сибири одной из главнейших задач является изучение рельефа докембрийского фундамента и подошвы мотской свиты нижнего кембрия. Мотская свита содержит промышленно нефтеносные песчаники. Отложения свиты залегают либо непосредственно на фундаменте (в этом случае подошва свиты и поверхность фундамента имеют общую форму), либо на ушаковских отложениях, которые, по мнению ряда исследователей, образуют промежуточный структурный этаж (В. Г. Васильев, 1964).

В соответствии с принятой в 1963 г. классификацией платформенных структур, которая предложена и обоснована В. Д. Наливкиным с участием других специалистов по тектонике, структуры, изучаемые на стадии тектонического районирования, подразделяются по ряду признаков.

Интенсивность движений служит основанием для того, чтобы характеризовать структуру как собственно платформенную или переходную по интенсивности к геосинклинальным структурам.

Размеры структур позволяют подразделять их на крупнейшие (поперечник достигает многих сотен километров, площадь свыше 60—100 тыс. км²), крупные (размеры поперечника укладываются в первые сотни километров, площадь не более 60—100 и не менее 6—10 тыс. км²), средние (при размерах поперечника в десятки — сотни километров и площади, меньшей 6—10 тыс. км²). Мелкие и мельчай-

ные структуры при тектоническом районировании обычно не рассматриваются.

Удлинение структуры, т. е. отношение длины к ширине, является и морфологическим, и генетическим признаком. Если отношение незначительно (менее 3), структуру называют округлой, при отношении, превышающем 3, — удлинённой.

По роли разрывных нарушений в развитии структуры последняя может быть пликативной или дизъюнктивной. У дизъюнктивных структур более половины амплитуды создано перемещением по разрывам.

По замкнутости структуры делятся на три группы: замкнутые, трехкрылые и однокрылые. Замкнутые структуры не требуют пояснения. Трехкрылые структуры образуются на региональных склонах (полусводы и т. п.), однокрылые — это различные ступени, флексуры.

Изменение структуры по разным горизонтам разреза особенно важно с прикладной точки зрения. По этому признаку выделяют структуры сквозные (проявляются в рельефе поверхности фундамента и горизонтов всего разреза), погребенные (проявляются в нижней части разреза, исчезают в верхней), навешенные (противоположность погребенным), дисгармоничные (корреляция в структурных планах отсутствует) и смещенные.

Среди собственно платформенных структур крупнейшими являются антеклизы, синеклизы, гряды, желоба, крупными — своды, впадины, крупные валы и прогибы, средними — куполовидные поднятия и котловины, валы и депрессии. В числе структур, переходных по интенсивности к геосинклинальным, В. Д. Наливкин выделяет чашеобразные, резко погруженные синеклизы (фиалогены) и их положительные аналоги; перикратонные опускания и передовые прогибы на границах с геосинклиналями; узкие грабенообразные прогибы (авлакогены), которые возникают вдали от геосинклиналей, и положительные аналоги таких прогибов.

Разграничение областей платформенного и складчатого строения может быть выражено не только в виде широкой полосы перикратонного опускания, переходящей в краевой прогиб, но также и краевым швом — крупной зоной глубинных разломов.

Изменения рельефа поверхности кристаллического ложа и вышележащих горизонтов осадочного чехла зачастую согласуются, хотя и не простым способом, с изменениями внутренней структуры фундамента. Особенно явно прослеживается корреляция между простиранием поднятий и прогибов подошвы осадочного покрова с простиранием складчатых структур внутри фундамента молодых платформ. Границы крупных и средних структур поверхности фундамента также нередко совпадают с границами отдельных блоков и структур кристаллического основания.

Особенности применения геофизических методов при тектоническом районировании удобно рассмотреть в такой последовательности: изучение внутренней структуры и рельефа поверхности

фундамента, выявление областей распространения и оценка мощности промежуточного комплекса, изучение горизонтов в толще осадочных пород платформенного чехла.

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА

О внутренней структуре фундамента платформенных плит очень часто судят лишь по материалам геофизических съемок и по аналогии со строением кристаллических щитов. Последовательное сопоставление структур кристаллических щитов с аномалиями силы тяжести и магнитного поля на щитах и далее аномалий, наблюдаемых на щитах, с аналогичными аномалиями плит позволяет изучить погребенный фундамент.

Весьма существенно, что геологическая неоднородность фундамента влияет на характер и интенсивность возмущений физических полей в гораздо большей степени, чем суммарная мощность и состав осадочных пород чехла. Только в районах с большой мощностью осадочного покрова, достигающей 8—10 км, влияние неоднородности состава кристаллических пород на гравитационное поле существенно ослабевает. Аномалии магнитного поля и в таких районах сохраняют геологическое значение почти такое же, как и на щитах. Некоторое отличие состоит в том, что отдельные аномалии возникли уже в платформенный период развития в связи с оживлением интрузивной и эффузивной деятельности (в районах распространения траппов влияние последнего фактора доминирует).

Следует подчеркнуть, что как бы ни было выразительным внешнее сходство, а иногда и прямое продолжение аномалий, установленных на щитах, и аномалий, выявленных на плитах, полной аналогии внутренней структуры фундамента этих областей и особенно более глубоких зон земной коры и мантии установить нельзя. Если бы внутреннее строение плит и щитов было совершенно одинаковым, то была бы одинаковой и их геологическая история, т. е. плиты остались бы щитами. Аналогичное замечание можно сделать о сопоставлении аномалий платформенных плит и складчатых областей.

Иногда для наилучшего сопоставления аномалий материалы геофизических съемок над щитами или складчатыми областями трансформируют путем пересчета потенциальных полей на некоторый более высокий уровень. Высоту пересчета выбирают приблизительно равной мощности осадочного покрова на плите. Предполагается, что пересчет магнитных аномалий на высоту полностью эквивалентен добавлению слоя немагнитных осадочных пород. Что касается гравитационных аномалий, то здесь подразумевается слой пород с избыточной плотностью, равной нулю.

Описанная трансформация аномалий несколько усиливает сходство условий, однако не настолько, чтобы можно было сделать выводы, значительно более полные и обоснованные, чем выводы, вытекающие при непосредственном сопоставлении аномалий. Чтобы получить что-то дополнительное, недостаточно простого аналитического

продолжения аномалий, так как аналитически продолженное поле содержит в себе все особенности исходного. Положим, например, что для сопоставления магнитных аномалий центральных районов Прикаспийской впадины и Урала принято решение пересчитать аномалии, зафиксированные уральскими съемками, на высоту 10—15 км. Однако влияние толщи осадочных пород проявляется не только в том, что источники аномалий удаляются от поверхности наблюдений. Мощная толща осадочных пород играет роль термоизолятора. Очевидно, термодинамические условия на глубине 15 км резко отличаются от условий вблизи дневной поверхности. Высокая температура существенно влияет на намагниченность пород. Аналитическое продолжение уральских аномалий никак не учитывает этот фактор.

Естественно, если глубина залегания фундамента не превышает 3—5 км, задача упрощается. При сопоставлении можно пренебречь большим числом факторов, влияющих на аномалии.

Для изучения внутренней структуры фундамента большое значение имеют простирание, протяженность и форма геофизических аномалий. Используя материалы гравитационной и магнитной съемок, акад. А. Д. Архангельский и его сотрудники еще в 30-х годах установили некоторые принципиальные особенности строения фундамента Русской платформы, в том числе указали участки, отличающиеся по возрасту консолидации (архей и протерозой) складчатого основания. В последующие годы приемы, разработанные А. Д. Архангельским, широко использовались геофизиками. Так, например, Западно-Сибирская платформа имеет в основании герцинские и каледонские складчатые сооружения. Простирания магнитных аномалий, свойственные герцинскому Уралу, наблюдаются к востоку от последнего, в западной части низменности. В некоторых южных районах низменности простирание аномалий согласуется с простиранием складчатых структур Казахстана.

Большое внимание привлекают зоны, в пределах которых аномалии одного простирания срезаются под большими углами аномалиями другого простирания. По аналогии с хорошо обнаженными районами, где причина такого явления изучена с привлечением широкого комплекса методов, включая абсолютную геохронологию, можно ожидать, что усеченные контуры областей с аномалиями разного простирания соответствуют границам разновозрастной складчатости. В качестве примера рассмотрим материалы аэромагнитной съемки на юго-востоке Сибири, которые обработал и объяснил С. М. Замараев (1962).

На рис. 32 показаны контуры крупнейших структур: Алданского щита, Анабарского кристаллического массива, Байкальской складчатой системы и Вилуйской синеклизы. В пределах районов с маломощным осадочным покровом (либо обнаженных) указано простирание складчатых структур. Сопоставление простирания магнитных аномалий с простиранием основных структур Алданского щита и Анабарского массива показывает, что погруженный фундамент

восточной части Сибирской платформы является непосредственным продолжением докембрийских сооружений, обнаженных на севере и юге региона. Простираение сооружений Байкальской складчатой системы резко не соответствует простиранию основных магнитных аномалий, причем граница распространения платформенного осадочного покрова к западу от оз. Байкал весьма близка к границе областей, имеющих разное простирание структур. Представление о границах распространения древней и более молодой складчатости в данном примере составить нетрудно.

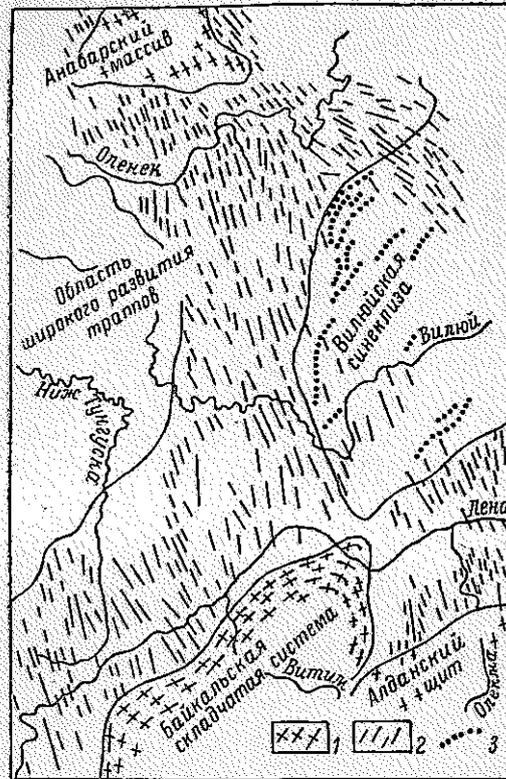


Рис. 32. Соотношение складчатых структур и магнитных аномалий (С. М. Замараев, 1961). Простираение: 1 — геологических структур, 2 — аномалий ΔT ; 3 — оси аномалий ΔT , вызванных траппами.

Аналогично решается вопрос о границе каледонского и герцинского фундамента под осадочным чехлом Туранской платформы. Эта граница проходит по ярко выраженному в магнитных аномалиях почти меридиональному разлому, наличие которого подтверждено независимыми геологическими данными в пределах северной части Тургайского прогиба. На всем протяжении разлома отмечается узкая полоса максимумов ΔT . К западу от разлома расположены полосовые магнитные и гравитационные аномалии уральского простирания. Восточнее линии разлома зафиксировано более спокойное мозаичное поле, соответствующее каледонскому фундаменту. Структуры платформенного чехла к западу от упомянутой границы в большей степени унаследованы от структур фундамента по сравнению с картиной, установленной к востоку от границы.

Различие доминирующего простирания аномалий используется при выделении не таких крупных, как рассмотренные выше, участков фундамента, соответствующих отдельным обособленным блокам. Такие блоки, разделенные разломами, обнаружены на всех платформах.

Различие доминирующего простирания аномалий используется при выделении не таких крупных, как рассмотренные выше, участков фундамента, соответствующих отдельным обособленным блокам. Такие блоки, разделенные разломами, обнаружены на всех платформах.

Дальнейшее совершенствование методики интерпретации геофизических данных должно опираться на статистический анализ различных признаков аномалий: протяженности, направления и кривизны осей, интенсивности, скорректированной за глубину залегания источников, частоты чередования и т. п. Особенно необходим такой анализ в случае развития и последовательного наложения разновозрастных складчатых комплексов.

Статистический анализ оказывается полезным даже в наиболее простом его приложении, исключающем оценки доверительных пределов, расчеты дисперсии, множественную корреляцию и т. п.

Наряду с простиранием аномалий важным признаком служит их форма и интенсивность. Рис. 33 показывает четкое подразделение площади на два отличающихся участка. В пределах первого (А) магнитные аномалии образуют сложный мозаичный узор. Этот участок соответствует преимущественному распространению в фундаменте парагнейсов, обогащенных магнитоактивными темноцветными минералами и образующих типичные для гнейсов сложные куполовидные структуры. Промежуточный комплекс на первом участке отсутствует либо его мощность невелика. Второй участок (В)

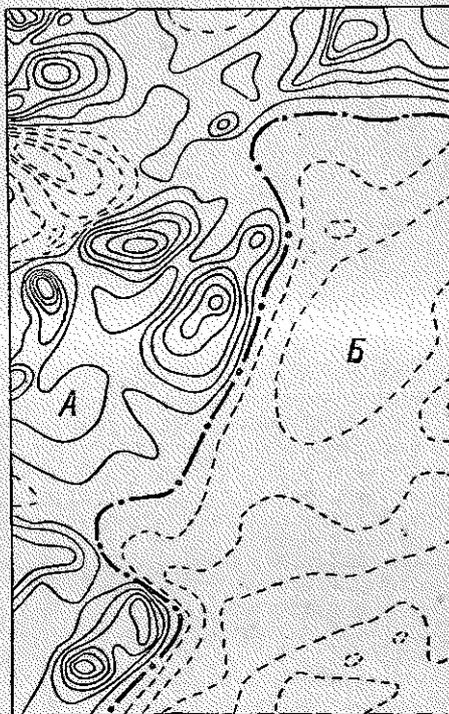


Рис. 33. Схема изопомал ΔT .

обладает сравнительно однородным по составу фундаментом. Здесь развиты отложения промежуточного комплекса. Граница участков проявляется по данным сейсморазведки как зона разлома, влияющая на кинематические и динамические характеристики упругих волн.

Закономерное расположение линейно вытянутых и мозаичных аномалий, заполняющих изометричные контуры, позволяет предполагать, что в строении фундамента выделяются (как в обнаженных складчатых сооружениях) такие элементы, как древние глыбы, краевые и срединные массивы. Проявление этих элементов в рельефе поверхности фундамента не всегда однозначны. Можно лишь ожидать, что поскольку особенность внутреннего строения таких участков оказалась немаловажной в предшествующий геосинклинальный этап

развития, на платформенном этапе, когда продолжают дифференцированные подвижки фундамента, древние глыбы и массивы влияют на распределение мощностей и фаций осадочных пород.

Линии, разграничивающие участки, которые обладают специфическими аномалиями магнитного поля, часто, но далеко не всегда, представляют собой границы крупных структур. Было бы ошибкой во всех случаях ожидать полного подобия геологического строения при подобии магнитных аномалий. Так, например, первоначально предполагалось, что западный край Восточно-Европейской (Русской) докембрийской платформы проходит на северо-востоке Польши по линии сочленения областей с различным характером магнитного поля. Дополнительное привлечение сейсмических и гравиметрических данных показало, что современная граница глубоко погруженной краевой зоны платформы лежит еще далее к западу от линии, намеченной аэромагнитной съемкой. Поверхность фундамента сложно погружается в виде ступеней (Я. Скорула, 1963).

Выводы о внутренней структуре кристаллического фундамента, основанные на гравитационных и магнитных аномалиях, контролируются глубоким бурением и сейсморазведкой КМПВ. К сожалению, неоднородность пород фундамента обычно такова, что одиночные скважины дают слишком мало сведений, чтобы выполнить значительные построения без привлечения геофизических методов. К тому же глубокие скважины бурятся для изучения осадочных пород. После того как пройдена кора выветривания и на небольшом интервале открыты неизменные кристаллические породы, бурение скважины обычно прекращается.

На площадях нефтяных месторождений плотность сетки скважин, вскрывающих фундамент, достаточна для обоснованной попытки изучить особенности его внутренней структуры. Как правило, строение фундамента оказывается неизмеримо более сложным, чем представляется по материалам региональных геофизических съемок. Размеры изучаемых бурением площадей очень ограничены и не позволяют составить полной картины. Однако для региональных тектонических построений очень важна оценка абсолютного возраста пород фундамента, а также петрологическое изучение кристаллических пород, в том числе изучение процессов преобразования пород (мигматизации, гранитизации и т. п.).

Материалы сейсморазведки КМПВ дают возможность более детально, чем это делается по гравитационным и магнитным аномалиям, выделить разнородные блоки фундамента. Последние отличаются величиной граничной скорости, коэффициентом затухания упругих волн и рядом других признаков, характеризующих волновую картину. Как правило, величина граничной скорости и зоны ее изменения коррелируются с гравитационными и магнитными аномалиями. Так, например, при исследованиях в центральных районах Белорусской ССР отмечено, что при напряженности магнитного поля от 0 до 200γ граничная скорость колеблется в пределах 5,9—6,1 км/сек, при напряженности 300—1200γ значения v выше

6,1 км/сек (Г. Г. Стадник, Ю. Н. Стадник, 1963). Аналогичные соотношения установлены во многих других платформенных районах.

Основное назначение сейсмических исследований КМПВ состоит в детальном изучении рельефа поверхности фундамента, а не его внутренней структуры.

ИЗУЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Рельеф поверхности фундамента изучается всеми геофизическими методами. Точность и надежность исследований, так же как и затраты на их проведение, колеблются в очень больших пределах. Поэтому весьма актуальна задача определения рациональной последовательности, а главное — рациональных пропорций в объемах исследований разными методами.

Магниторазведка и гравиразведка

Воздушная магнитная и наземная гравиметрическая съемки проводятся на первом этапе изучения мало освоенных закрытых территорий. По невысокой стоимости и скорости получения геологической информации главное значение имеет аэромагнитная съемка. Массовое использование материалов магниторазведки для оценки глубины залегания кристаллических пород и суждения об изменении рельефа поверхности последних получило распространение в начале 50-х годов. Как это часто бывает, вначале идея столь простого определения глубины до поверхности фундамента вызывала сомнения. Настойчивая пропаганда идеи, подкрепленная интересными практическими примерами, рассеяла сомнения. В дальнейшем выводы, сделанные по аэромагнитным данным, нередко были более смелыми, чем это позволяли объем и надежность информации.

Французские геофизики Р. Жире и Г. Ноди классифицируют магнитные аномалии в зависимости от их геологической причины следующим образом (рис. 34).

а. Аномалии, связанные со структурами толщи осадочных пород. Как правило, они незначительны по амплитуде (десятки гамм). Более крупные аномалии вызывают соляные купола, в кепроке которых залегает диабазовая брекчия, образовавшаяся при прорыве соли сквозь покровы вулканических пород, аналогичные тем, что изображены в правой части рис. 34.

б. Аномалии, обусловленные вулканогенными покровами и разного рода апофизами магматических пород фундамента. Интенсивность аномалий значительная (сотни гамм)¹. Вертикальные подводящие каналы, запечатанные вулканическими породами основного

¹ Совершенно исключительный случай представляют чрезвычайно сложные и интенсивные аномалии, приуроченные к полям распространения трапсов Восточной Сибири. Аналогичную природу имеют многие аномалии в пределах внутренних бассейнов Южной Америки, где толща осадков пронята юрскими и триасовыми диабазами.

состава, могут быть обнаружены в промежуточном структурном этапе платформ, где пластовые интрузии или эффузивные покровы чередуются с нормальными осадочными образованиями.

с. Аномалии, вызванные непосредственно структурными формами поверхности фундамента: сбросами, горстами, антиклинальными поднятиями и т. п. В том случае, когда изменения поверхности кристаллических пород не сопровождаются изменениями их состава и намагниченности, величина аномалий обычно небольшая (редко превышает десятки гамм).

д. Аномалии, созданные отдельными телами (пластами и т. п.) кристаллического фундамента, которые ограничены крутопадающими контактами. Этот случай встречается наиболее часто. Интенсивность аномалий разнообразная и нередко очень большая.

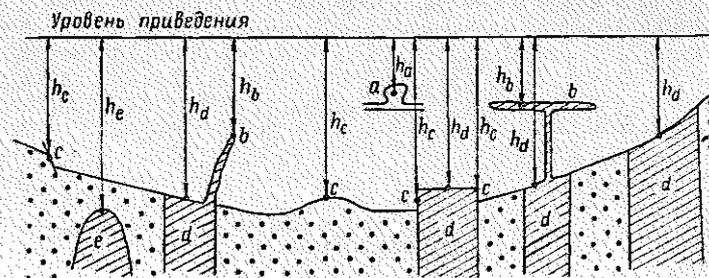


Рис. 34. Основные виды границ раздела сред с различными магнитными свойствами (Р. Жире и Г. Нодд, 1963).

е. Аномалии, причиной которых являются включения магнитоактивных пород, не выходящих на поверхность эрозионного среза фундамента. При наличии в фундаменте двух структурных этажей этому случаю будут отвечать намагниченные породы нижнего (более древнего) структурного этажа.

Таким образом, в общем случае поверхность верхних кромок намагниченных горных пород может проходить выше и ниже действительной поверхности фундамента. Можно предположить, что особенно значительно это обстоятельство должно проявляться на тех древних платформах, для которых характерны широкие проявления платформенного вулканизма, либо на молодых платформах, где развит разновозрастный фундамент. Ввиду не очень продолжительного перерыва между консолидацией основания и началом накопления осадков глубина эрозионного среза фундамента здесь не очень велика. Однако практически последнее обстоятельство не помешало построить довольно достоверные структурные схемы современной поверхности фундамента Западной Сибири (Т. Н. Симоненко, 1956 и многих других территорий).

Главное условие повышения точности структурных построений по данным аэромагнитной съемки — тщательный анализ аномалий с привлечением всех имеющихся геологических и геофизических

данных, подкрепленный высокоточными измерениями поля и статистической обработкой найденных глубин. При статистической обработке, охватывающей вычисления по многим точкам, удается исключить влияние случайных погрешностей, которые имеют своей причиной как несовершенство методов расчета, так и неполное соответствие реальных геологических тел принятым моделям распределения намагниченности.

Большинство исследователей, применяющих аэромагнитный метод для изучения поверхности фундамента, склонно считать, что среднеквадратичная погрешность единичного определения около 15% глубины, отсчитываемой от уровня полета. В результате статистической обработки удается повысить точность определения, ошибка уменьшается до 5—7% (И. Г. Клушни, 1960).

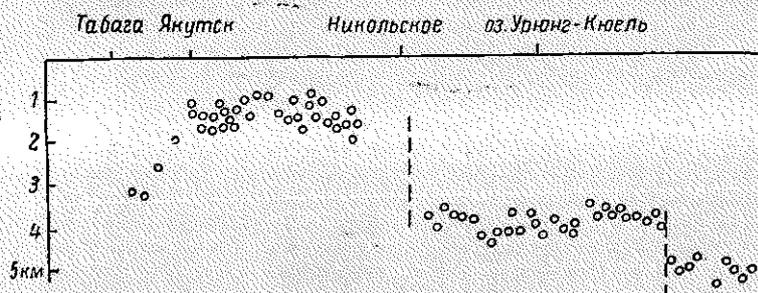


Рис. 35. Определение положения разломов фундамента по резкому изменению глубины залегания верхних кромок намагниченных тел (по Л. В. Булиной).

Один из способов статистической обработки состоит в том, что расчетные данные, полученные в пределах некоторой полосы, сносятся на линию профиля, который располагается в центре полосы приблизительно перпендикулярно к ожидаемому простиранию геологических структур. Таким образом, изгибы поверхности кристаллического фундамента находят отражение как изгибы средней линии целого облака точек.

Другой метод статистической обработки заключается в построении вариационных диаграмм вычисленных глубин. Наконец, возможно определение средней глубины по автокорреляционной функции поля ΔT на некоторой площади.

Закономерное расположение вычисленных глубин до источников аномалий на нескольких уровнях помогает выделить разрывные нарушения фундамента. Хорошей иллюстрацией является рис. 35, на котором изображены результаты интерпретации аэромагнитных данных в одном из районов Восточной Сибири.

При удовлетворительном соответствии средних значений глубины залегания магнитных масс и поверхности кристаллического фундамента в некоторых местах отмечались участки резкого

расхождения аэромагнитных данных с данными сейсморазведки и бурения. Это означает, что статистическая обработка еще не гарантирует полностью от грубых ошибок. Французский геофизик Ж. Ширс (1963) отмечает, что систематические расхождения вычисленных и действительных глубин до фундамента обычно проявляются в зонах шириной несколько десятков километров, причем эти зоны нередко коррелируются с гравитационными аномалиями и структурами, выявленными сейсморазведкой. Возможные причины такого расхождения упоминались выше (многоярусность фундамента; наличие в его верхнем этаже немагнитных пород типа сланцев, кварцитов, гранитов; обогащенность отложений промежуточного комплекса неодинаково намагниченными вулканогенными породами и т. п.).

Следует также отметить, что при неглубоком (сотни метров) залегании магнитных пород фундамента нередко обнаруживаются систематические ошибки в сторону преувеличения вычисленной глубины в сравнении с действительной, тогда как в районах очень глубокого залегания фундамента (свыше 5—6 км) проявляется противоположная тенденция. При небольшой глубине до кристаллического основания сказывается некоторая сглаженность аномалий ΔT . В случае значительной глубины становится заметным влияние ограниченной вертикальной мощности намагниченных тел.

Здесь не рассматриваются способы определения глубины залегания источников магнитных аномалий. Способов этих очень много и разрабатываются новые. Иногда создается впечатление, что авторы способов уверены в очень продолжительной потребности общества использовать эти способы, настолько независимы теоретические разработки от конкретных условий, в частности от изученности закрытых территорий. Между тем накопление информации о глубине залегания фундамента идет непрерывно по нескольким параллельно действующим каналам.

Во многих районах поверхность фундамента изучена с точностью, которая не может быть повышена путем повторной интерпретации имеющихся аэромагнитных материалов. Другие же области еще плохо изучены. Это главным образом районы очень глубокого залегания кристаллического фундамента, которые представят особый интерес для поисков нефти и газа в недалеком будущем. Интерпретация аномалий здесь имеет свою специфику. Учитывая появление весьма высокоточных аэромагнитометров, измеряющих аномалии с точностью до долей гаммы, можно рассчитывать на получение дополнительной геологической информации путем корректной интерпретации малоинтенсивных, но точно измеренных аномалий.

Интересной областью приложения сил является разработка методов интерпретации аномалий, вызванных породами кристаллического фундамента и затухающих интенсивными помехами типа аномалий от траппов. Первые работы такого направления уже дали ценные результаты. Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецов (1964) установили расчлененность огромной Тунгусской синеклизы на ряд крупных положительных и отрицательных структур.

Недостаточно еще изучены обширные акватории океанов, тогда как окраинные и особенно внутренние моря мало уступают суше по изученности аэромагнитной съемкой.

Наземная гравиметрическая съемка служит сравнительно дорогим, но весьма полезным дополнением к аэромагнитной съемке. Для тектонического районирования используют материалы съемки масштаба 1 : 200 000 — 1 : 1 000 000. Различие масштабов аэромагнитной и гравиметрической съемок объясняется как техническими трудностями проведения последней, так и тем обстоятельством, что коррелируемость гравитационных аномалий значительно больше, чем магнитных.

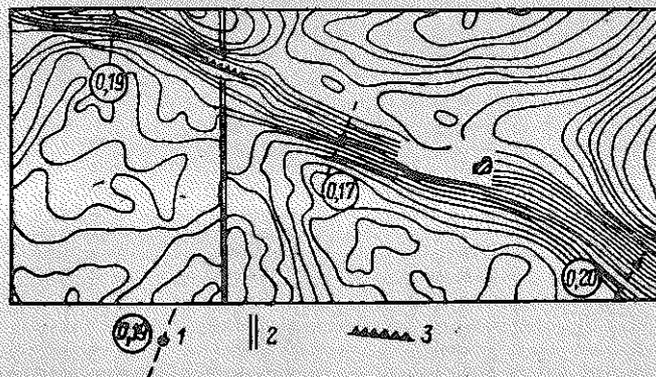


Рис. 36. Гравитационная ступень в зоне крупного разлома кристаллического фундамента.

1 — расчетный профиль (цифра — вычисленная избыточная плотность, г/см³); 2 — сейсмический профиль; 3 — положение разлома по данным сейсморазведки.

Крупнейшие платформенные структуры (антеклизы и синеклизы) обычно не отмечаются самостоятельными аномалиями силы тяжести. Это указывает на то, что при длительном унаследованном развитии вступают в силу факторы, направленные на развитие геологических процессов в условиях, близких к изостатическому равновесию. Вместе с тем в большинстве платформенных районов гравитационные аномалии позволяют с достоверностью намечать контуры крупных и средних структур. Особенно отчетливо проявляются крупные разломы фундамента, по которым проходили смещения обширных блоков, ныне перекрытых осадочным чехлом разной мощности. Такие разломы часто совпадают в плане с гравитационными ступенями — линейно вытянутыми зонами сгущения изоаномал (рис. 36). Разлом фундамента, отмечаемый гравитационной ступенью, ограничивает крупную положительную структуру на юге от грабенообразного прогиба на севере.

Следует учесть, что разделяемые разломами блоки фундамента обычно отличаются своей внутренней структурой и глубиной

залегания, поэтому границы, намеченные по аномалиям силы тяжести, должны быть приняты во внимание при статистической обработке результатов аэромагнитной съемки.

Поверхность кристаллического фундамента является границей раздела плотности. Однако петрографическое непостоянство фундамента затрудняет использование карт аномалий силы тяжести для непосредственного определения рельефа поверхности кристаллического ложа. Чтобы исключить влияние петрографической неоднородности кристаллических пород, строят карты осредненных аномалий (радиус осреднения составляет многие десятки километров) либо карты аномалий, пересчитанных на большую высоту (высота пересчета 6—15 км).

При мощности осадочного чехла 6—8 км и более локальная неоднородность состава фундамента почти не проявляется в наблюдаемых аномалиях силы тяжести, поэтому в результате осреднения последних исключается неоднородность строения пород, слагающих верхнюю часть геологического разреза.

Выделенные региональные аномалии силы тяжести отражают изменение по площади суммарного влияния следующих факторов: а) средней мощности и плотности пород осадочного чехла и промежуточного комплекса; б) средней плотности пород фундамента; в) глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Результат сочетания аномалий, имеющих различную геологическую природу, заранее предсказать невозможно. Опыт показывает, что региональные аномалии силы тяжести с равной возможностью могут соответствовать либо крупным и средним структурам поверхности кристаллического фундамента, либо другим геологическим причинам, не коррелирующимся с рельефом поверхности фундамента.

Длительное время предполагалось, что Хобдинский максимум соответствует большому погребенному выступу фундамента в центральной части Прикаспийской впадины. Глубинные сейсмические исследования установили, что в зоне региональной аномалии нет погребенного выступа фундамента. В центре Присаянской впадины (Иркутский амфитеатр) аналогичный региональный максимум интерпретировался как погребенный свод. Сейморазведочные и электро-разведочные работы установили, что здесь расположена зона наибольшего погружения фундамента. Имеется, однако, немало примеров соответствия региональных аномалий и региональных структур поверхности фундамента: Сунтарский свод в пределах Вилюйской синеклизы, своды и впадины на юго-востоке Русской платформы и т. д.

Область наибольших значений силы тяжести может быть смещена относительно центра структуры, возможны и некоторые другие отклонения, однако если принципиально соответствие установлено в какой-либо части региональной аномалии, можно с достоверностью распространить этот вывод на остальную часть площади, занимаемую аномалией.

Производительность исследований возрастает в 4—5 раз по сравнению с непрерывным профилированием. Зондирования, при которых регистрируются отдельные годографы либо пары годографов, разнесенных на некоторое расстояние, позволяют с достаточной определенностью выявить и оконтурить наиболее резко выраженные крупные структурные формы рельефа поверхности фундамента.

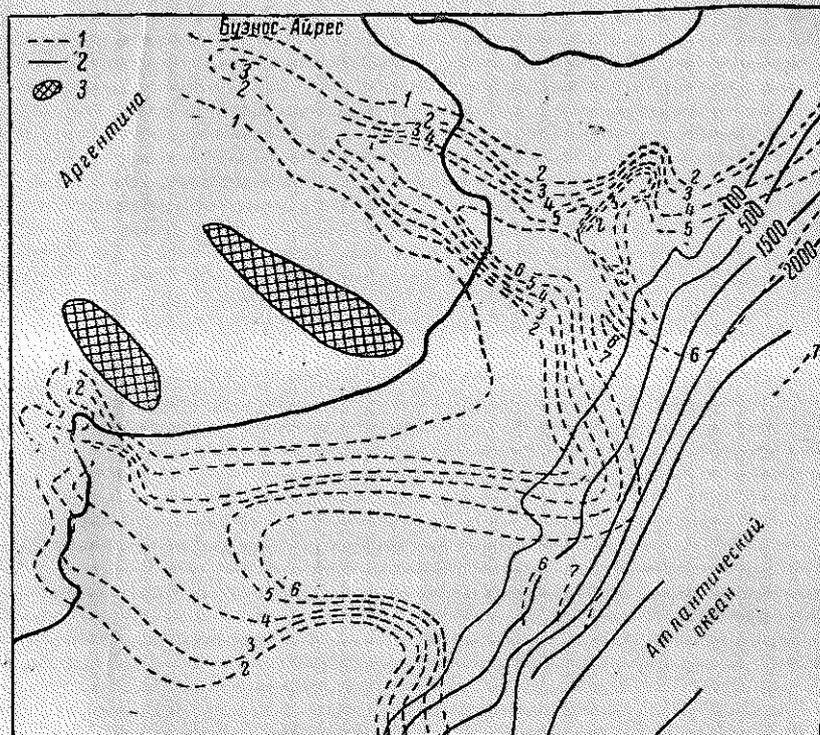


Рис. 39. Структурная карта поверхности фундамента подводного продолжения Аргентинской береговой равнины (М. Юнг и др., 1963).
1 — стратигеофизсы фундамента, км; 2 — топография морского дна, сечение изонтии 500 фатов = 910 м; 3 — зоны, изученные бурением.

Изучение структур, менее значительных по амплитуде, сопряжено с трудностями. Опыт изучения фундамента точечными зондированиями показывает, что повышение точности и надежности определений глубины достигается путем использования большого числа признаков для дискретной корреляции волн, а также совместного использования волн различных типов.

При благоприятных сейсмогеологических условиях, значительной базе зондирований (в 3—4 раза большей, чем глубина до поверхности фундамента) и высоком уровне интерпретации полученных материалов геологическая эффективность точечных зондирований

КМПВ мало уступает эффективности непрерывного профилирования (рис. 40). Однако указываемая некоторыми исследователями погрешность определения глубины залегания фундамента с помощью зондирований (2—3%) входит в явное противоречие с более пессимистическими оценками, которые дают своим результатам исследователи, занимающиеся обработкой наблюдений КМПВ по непрерывным профилям. Видимо, сделанная оценка погрешности (2—3%) не включала редкие, но зато очень грубые ошибки, которые сильно влияют на среднеквадратичную ошибку.

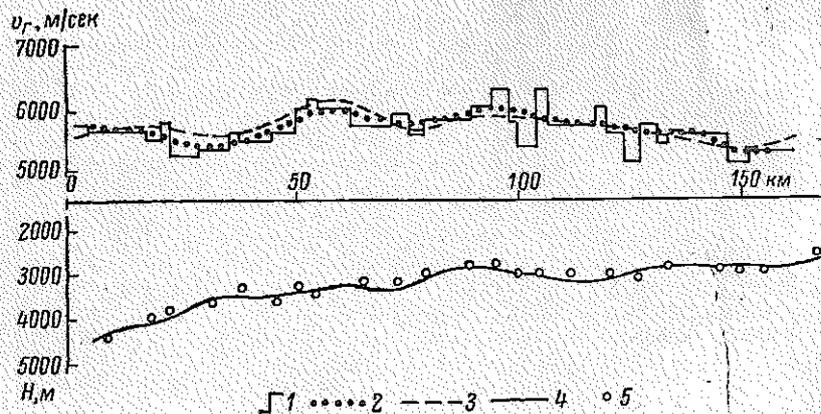


Рис. 40. Сопоставление результатов непрерывного профилирования и зондирований по району Татарского Прииртышья (С. В. Крылов, 1964).

График: граничной скорости v_r : 1 — по способу полей времен, 2 — то же, при осреднении на базе 10 км, 3 — осредненный по данным зондирований; поверхность фундамента по данным: 4 — непрерывных наблюдений, 5 — зондирований.

Независимо от этих сомнений крупные по площади структуры с амплитудой 300—500 м и более, которые представляют интерес на стадии тектонического районирования, выделяются точечными зондированиями при условии, что скоростной разрез осадочного чехла выдерживается с большим постоянством, а глубина залегания фундамента — первые километры.

Решение основной задачи точечных зондирований — выбор оптимального разрежения наблюдений сравнительно с непрерывным профилированием — представляет интересный пример приложения теории статистических решений. Решение сводится к выбору между заведомо определенными потерями, которые идут как плата за высокую надежность определений, либо случайными, но гораздо большими потерями, которые возникают при неправильной ориентировке последующих детальных исследований. Вероятность ошибок выступает как функция разрежения.

На этапе предварительного изучения глубинного строения малоосвоенных территорий массовое проведение точечных зондирований

оправдано, так как детальные работы планируются только на самых интересных и бесспорных участках. Тем самым расходы закономерно уменьшаются, а риск остается ограниченным. Точечные сейсмозондирования широко используются для изучения тектонического строения Западной Сибири и других нефтегазоносных регионов.

Электроразведка

Изучение крупных особенностей рельефа поверхности фундамента проводится с помощью магнитотеллурических методов разведки и метода становления (МС) электромагнитного поля. Методы, основанные на применении постоянного электрического тока, практического значения не имеют. Их громоздкость, трудоемкость и малая эффективность были основными причинами того, что в 50-х годах роль электроразведки в региональных исследованиях резко упала. Положение начало восстанавливаться после того, как появились другие, более эффективные методы.

Магнитотеллурические исследования обычно проводятся в сочетании с исследованиями по методу дипольных электроразведок (ДЭЗ) или по методу становления поля и подкрепляются сейсморазведкой КМПВ. Большое распространение получили метод теллурических токов (МТТ) и более совершенный вариант электроразведки — магнитотеллурическое профилирование (МТП) [Бердичевский, Костелев, Ланцов, 1962].

Для интерпретации электроразведочных данных, полученных при изучении вариаций переменного электромагнитного поля Земли, необходимы отправные данные об электрической проводимости толщи осадочных пород и о глубине залегания фундамента в отдельных точках. При совместных исследованиях электроразведкой МТП и сейсморазведкой КМПВ учитывается соотношение между мощностью осадочных пород, определенной по сейсмическим материалам, и электрической проводимостью. Установленные связи используются для преобразования кривых проводимости в кривые глубины на смежных площадях.

Метод становления электромагнитного поля используется в сочетании с методом теллурических токов или самостоятельно. Особое значение имеет способность метода изучать рельеф поверхности фундамента при наличии в разрезе плохо проводящих электрический ток экранов. По опыту работы в Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносных областях предпочтение отдается изучению процесса становления магнитной составляющей поля, поскольку влияние помех, вызванных электрической неоднородностью осадочных пород, в этом случае не сказывается.

При сопоставлении материалов сейсморазведки и электроразведки отмечались расхождения в оценке глубины залегания фундамента, которые в благоприятных условиях достигали 5—10%, а в менее благоприятных — 10—15%. Так, в краевой части Русской платформы (Астраханская область) расхождения электроразведки

методом становления с сейсморазведкой КМПВ достигали 300—450 м при глубине залегания фундамента 2100—2800 м.

По мнению Л. Л. Ваньяна (1964), область преимущественного применения электроразведки методом становления поля — картирование рельефа плохо проводящего опорного горизонта.

При изучении крупных и средних структур фундамента электроразведка, использующая перечисленные выше методы, зарекомендовала себя как эффективное и относительно недорогое средство познания региональной тектоники. Опыт показывает, что стоимость

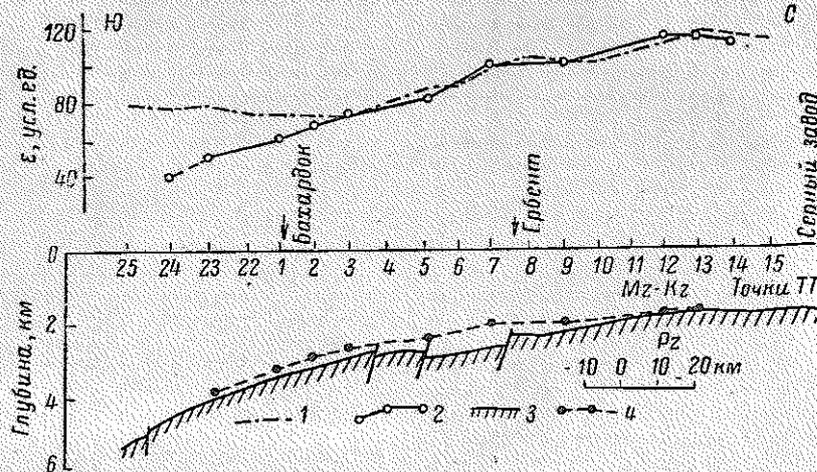


Рис. 41. График средней напряженности поля теллурических токов (Г. Н. Аппенко и В. В. Голубков, 1962).

Примечание: 1 — среднепериодным, 2 — длиннопериодным; кривая фундамента: 3 — по данным сейсморазведки КМПВ, 4 — по длиннопериодным вариациям поля ТТ.

комплексных исследований электроразведкой и сейсморазведкой может быть в 2—5 раз меньше, чем стоимость исследований, которые выполнены непрерывным профилированием КМПВ. Однако каждый из применяемых методов электроразведки имеет свои особенности, ограничения, недостатки, которые в одних условиях незначительны и позволяют конкурировать с сейсморазведкой, а в других — вызывают ошибки.

Например, удовлетворительное соответствие между выводами, сделанными по материалам исследований поля теллурических токов, и контрольными материалами сейсморазведки в ряде случаев достигается лишь при условии, что существенно изменяется диапазон изучаемых вариаций. Такое изменение диапазона не во всех случаях может быть определено заранее. На рис. 41, который изображает результаты исследований в Центральной Туркмении, график средней напряженности поля ТТ, построенный по обычно изучаемым среднепериодным (20—50 сек) вариациям, в левой части профиля

значительно отличается от аналогичного графика, построенного по длиннопериодным вариациям (периоды последних достигают 100, 200 и даже 500 сек).

Соответствие кровли фундамента и опорного высокоомного горизонта по данным длиннопериодных вариаций ТТ вполне удовлетворительное. Только резкие формы поверхности кристаллических пород, вызванные дизъюнктивными нарушениями, не отмечены электроразведкой.

Магнитотеллурическое профилирование, так же как и метод теллурических токов, наиболее успешно используется в районах с выдержанным геоэлектрическим разрезом. В районах с малой проводимостью осадочного чехла либо в районах с очень глубоким залеганием опорного горизонта (свыше 4 км) метод дает менее надежные результаты [Бердичевский, Костелев, Ланцов, 1962]. Некоторой помехой для исследований служат и высокоомные породы, залегающие на небольшой глубине и имеющие значительную мощность и сложный рельеф.

Метод становления электромагнитного поля требует значительного (в 30—40 раз) различия удельного электрического сопротивления опорного высокоомного горизонта и среднего продольного сопротивления перекрывающей толщи. Кроме того, метод не применим для изучения фундамента, если глубина залегания кровли последнего меньше 1 км.

Весьма важно то обстоятельство, что во многих случаях методы электроразведки, хорошо отмечающие подошву осадочного комплекса, не различают кровлю фундамента и поверхность эффузивно-осадочных пород промежуточного комплекса. Это является принципиальным, но не всегда опасным недостатком.

Перечисленные недостатки, конечно, не дискредитируют методы электроразведки, а только подкрепляют давно известное положение, что каждый метод исследования эффективен в определенных условиях и дело профессионального мастерства исследователя выбрать наилучшее сочетание методов для решения конкретной задачи. При изучении крупных и средних структур, выраженных в изгибах поверхности фундамента, оптимальные сочетания методов различаются в зависимости от необходимой детальности.

На первом этапе исследований используются аэромагнитная съемка и гравиразведка в сочетании с отдельными профилями КМПВ либо редкой сетью сейсмических зондирований, которые опираются на отдельные глубокие скважины. По результатам работ строится структурная карта поверхности фундамента с сечением стратоизогипс через 1 км, которое уменьшается до 0,5 км в районах неглубокого залегания фундамента.

На втором, более детальном этапе уточняется строение крупных структур и изучаются средние по размерам и амплитуде структуры. Массовое применение находят электроразведочные исследования в сочетании с профилями КМПВ и значительной сетью сейсмических зондирований. Увеличивается число глубоких скважин, используемых

для привязки геофизических данных и параметрических исследований. Возрастает применение сейсморазведки МОВ, которая наряду с изучением строения осадочного чехла дает необходимые для КМПВ сведения о средней скорости распространения упругих волн, а в отдельных случаях непосредственно включается в комплекс методов, изучающих фундамент.

Итоговым документом исследований является структурная карта поверхности кристаллического фундамента с сечением стратопозгипс, равным 0,4—0,5 км или меньше, особенно в тех районах, где фундамент залегает не глубже 1—1,5 км.

ВЫЯВЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПРОМЕЖУТОЧНОГО КОМПЛЕКСА, ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕГО МОЩНОСТИ

На территории СССР отложения промежуточного комплекса наиболее подробно изучены в Западной Сибири. Особенности строения этих отложений, образующих самостоятельный структурный этаж, исследовали Ф. Г. Гузари, Н. Н. Ростовцев, Н. П. Туаев, Д. Б. Тальвирский, И. К. Туезов, Д. Ф. Уманцев, Н. В. Шаблинская и др. Физические свойства пород промежуточного комплекса по доминирующим значениям таких параметров, как плотность, удельное электрическое сопротивление, скорость распространения упругих волн, а также по закономерностям пространственного распределения параметров, занимают среднее положение между физическими свойствами пород осадочного чехла и фундамента.

Существующие различия в плотности и электрическом сопротивлении не позволяют уверенно указывать по материалам гравиразведки и электроразведки области распространения и мощность промежуточного комплекса. Аномалии силы тяжести и продольной проводимости, вызванные наличием второго структурного этажа, перекрываются влиянием плотностной неоднородности фундамента, изменением минерализации пластовых вод и пр. Учитывая, что в большинстве случаев промежуточный комплекс заполняет отдельные впадины и прогибы и лишь в редких случаях образует складчатые покровы, данные гравиразведки и электроразведки могут иметь вспомогательное значение, так же как и данные аэромагнитной съемки: на участках глубокого погружения фундамента можно предполагать развитие промежуточного комплекса.

Весьма существенный признак отложений промежуточного этажа — угловое несогласие на границах с чехлом и фундаментом. Этот структурный признак позволяет изучать промежуточный комплекс сейсморазведкой.

При проведении сейсмических исследований МОВ области распространения отложений промежуточного комплекса отмечаются наличием специфически выраженных «глубинных» отражений. Вследствие того, что дислоцированность промежуточного комплекса значительная (углы наклона достигают 20—40°), соответствующие отражения не коррелируются на большом расстоянии и резко выде-

ляются непараллельностью осей синфазности. При обработке сейсмических материалов и построении разрезов структуры внутри второго этажа выделяют по условным сейсмическим горизонтам (рис. 42).

Для оценки мощности отложений промежуточного комплекса привлекаются материалы МОВ и КМПВ. Последний используется для определения поверхности фундамента, а с помощью МОВ

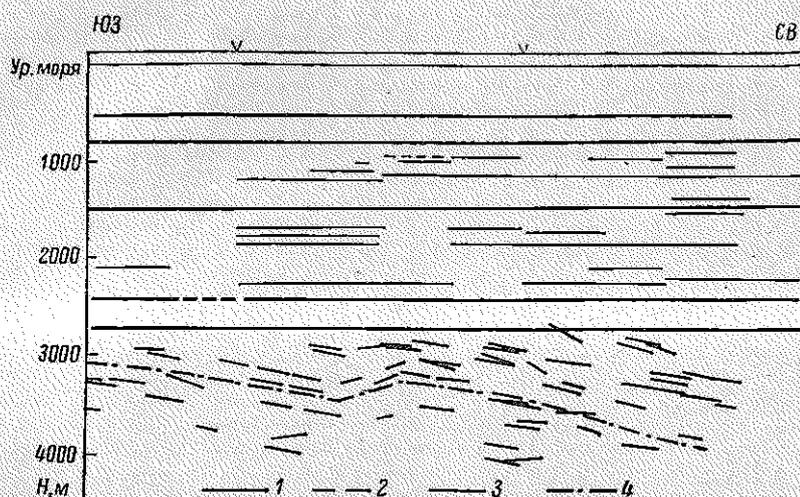


Рис. 42. Сейсмический разрез, иллюстрирующий дислоцированность отложений второго этажа (И. К. Туезов, 1959).

1 — опорный отражающий горизонт в нижней части платформенного чехла; 2 — отражающие горизонты в отложениях чехла; 3 — отражающие площадки в породах промежуточного этажа; 4 — условный сейсмический горизонт.

прослеживается подошва осадочного чехла. В отдельных случаях с помощью КМПВ одновременно регистрируются и поверхность фундамента, и поверхность промежуточного комплекса.

ИЗУЧЕНИЕ МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

На этапе тектонического районирования территории или акватории представляют интерес наиболее общие закономерности, региональная структура осадочных отложений. Отправные данные о составе, условиях образования и частично о мощности осадочного чехла получают с помощью опорного и глубокого поискового бурения. На больших площадях, размещенных между отдельными скважинами, основным источником информации служат данные геофизических методов.

С помощью сейсморазведки, а в благоприятных условиях — электроразведки прослеживаются опорные геофизические горизонты и строятся соответствующие структурные карты. Так, например, региональное строение Прикаспийской впадины освещает структура

поверхности подсолевых отложений, которая выявлена в результате сейсмических работ по серии протяженных профилей, а также зондирований на отдельных коротких профилях. Стратоизогипсы подсолевых отложений обрисовывают крупные валы, прогибы, куполовидные поднятия и котловины, осложняющие строение чашеобразной Прикаспийской впадины.

Выбор горизонта для структурных построений зависит от того, какой структурный этаж намечено охарактеризовать и какова дифференциация платформенных отложений по физическим свойствам. В Прикаспийской впадине контакт соли и подсолевых отложений достаточно четкий. Однако не все платформенные области отличаются столь благоприятным разрезом.

Даже в случае регистрации четких преломленных и отраженных волн, которые коррелируются на значительном расстоянии, необходимы геологические подтверждения того, что регистрируемые волны соответствуют одним и тем же стратиграфическим границам. Для ряда регионов подобные соотношения твердо установлены. Так, например, в Байрам-Алийском районе Средней Азии выделяются три структурных этажа: неогеново-четвертичный, палеогеново-меловой и юрский (подсоловой). Подсоловой структурный этаж и менее интересный с точки зрения поисков нефти неогеново-четвертичный характеризуются группами волн, которые хорошо опознаются, но не прослеживаются непрерывно на большое расстояние, тогда как отложения палеогеново-мелового структурного этажа содержат три опорных отражающих сейсмических горизонта (В. В. Гапеев, 1962).

Стратиграфическая и литологическая приуроченность каждого из этих горизонтов проверена по материалам бурения. Геофизические данные позволяют здесь строить точные структурные карты.

В другом платформенном районе Средней Азии — Средне-Сырдарьинской впадине — сейсморазведкой отмечено несколько групп преломленных волн, прослеживающихся на большой площади и отличающихся друг от друга граничной скоростью, спектром колебаний и затуханием. Однако проверка материалов сейсморазведки с помощью скважин показала, что некоторые волны не имеют строгой стратиграфической приуроченности. Н. Я. Кунин [1964] приводит пример того, как волна, обозначенная одним и тем же индексом, в одном случае была сопоставлена с пластом загипсованного алевролита в отложениях неогена, в другом — с пластом песчаников палеогена, а в третьем — с песчаником верхнего мела, причем во всех случаях различной стратиграфической привязки сохранились практически одинаковые кинематические и динамические особенности волны.

Не всегда строгой бывает стратиграфическая привязка и выдержанных электрических горизонтов.

На стадии региональных исследований, когда геологические условия существенно отличаются в разных местах изучаемых площадей, вопросы стратиграфической и литологической привязки геофизических данных особенно важны.

В связи с выявлением границ и характеристикой развития крупных и средних структур важное значение приобретает исследование зон регионального выклинивания отложений. В очень широком плане зоны регионального изменения мощностей тех или иных стратиграфических комплексов нередко определяют размещение нефтегазоносных провинций. Резкое изменение мощности отложений данного возраста может повышать или понижать перспективы обнаружения полезных ископаемых на площади.

Зоны регионального изменения мощности отложений отмечаются в аномалиях силы тяжести, материалах электроразведки и сейсморазведки. Наилучшие результаты получают с помощью сейсморазведки. Пример определения в одном из районов Куйбышевского

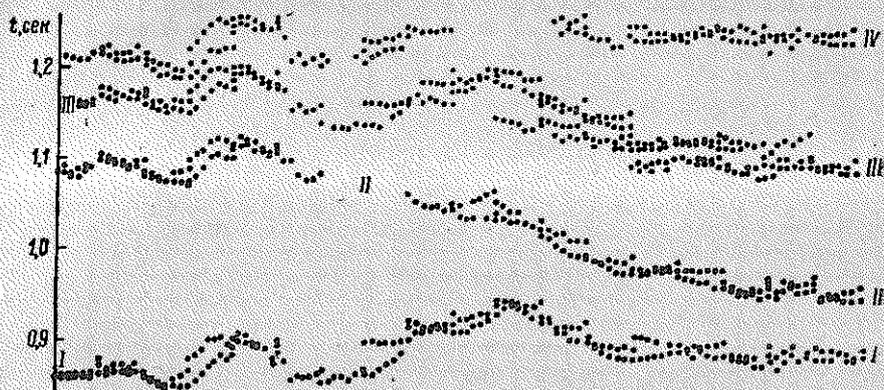


Рис. 43. Годографы отраженных волн на участке резкого изменения мощности терригенных отложений нижнего карбона (Е. К. Чалыкова, 1960).

Поволжья границы зоны, обладающей повышенной мощностью терригенных отложений, приведен на рис. 43.

На годографе весьма значительно возрастает разность времени прихода опорного отражения *I*, которое приурочено к верхней границе терригенного комплекса, и отражения *II*, связанного с нижней границей терригенного комплекса. Увеличение времени соответствует возрастанию мощности отложений приблизительно на 300 м. В зоне резкого возрастания мощности разрывается корреляция более глубоких отражений *III* и *IV*.

Электроразведка методом становления электромагнитного поля качественно определяет местоположение зон увеличения мощности терригенных отложений под толщей плохо проводящих карбонатных пород.

Четко выраженные линейные структуры, в особенности приразломные вали и депрессии, обычно ярко проявляются в аномалиях магнитного и гравитационного полей, поскольку имеется генетическая связь таких структур с разломами фундамента. Гравитационные аномалии нередко отражают и деформации осадочных пород.

Однако в общем случае геофизические аномалии лишь косвенно указывают на структуры типа валов и депрессий.

Более определенное представление получается в случае наиболее крупных валов. В качестве примера укажем на применение гравиразведки для изучения Поморско-Куявского авлакогена (Поморского антиклинория), расположенного на западных землях Польши и частично продолжающегося в Балтийское море (З. Файклевич, 1964). Авлакоген представляет собой часть более крупного структурного элемента, протягивающегося в северо-западном направлении через Североευропейский нефтегазоносный бассейн.

Такие крупные валы известны и на других платформах, главным образом в краевых частях последних: линейные складки Восточно-Сибирской платформы, зона резко дислоцированных отложений чехла на севере Аравийской платформы (Пальмириды) и т. д. Резкая выраженность подобных структур способствует образованию значительных аномалий Δg .

§ 12. Тектоническое районирование складчатых областей

Вопросы применения геофизических методов для тектонического районирования складчатых областей рассмотрим в следующем порядке:

а) общее расчленение складчатой области с учетом особенностей ее глубинного строения;

б) изучение краевых периклинальных и межгорных прогибов, т. е. тех участков, где развиты мощные толщи слабометаморфизованных осадочных пород;

в) изучение внутренних зон складчатых областей, где широко представлены структуры кристаллических пород.

Такое перечисление не противоречит существующей классификации структурно-формационных элементов складчатых областей и вместе с тем подчеркивает различие программ геофизических исследований.

ОБЩЕЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СКЛАДЧАТОЙ (ПОДВИЖНОЙ) ОБЛАСТИ

Для складчатых областей характерны высокая раздробленность, максимальная подвижность (проявляющаяся в скорости перемещений, амплитудах смещений, контрастности движений), большая проницаемость, резкая дифференцированность строения земной коры и верхней мантии [Хапп, 1964а]. Перечисленные особенности находят яркое выражение в геофизических полях. Высокая проницаемость литосферы облегчает проникновение и подъем к дневной поверхности громадных масс вулканических пород, создающих магнитные и гравитационные аномалии. Контрастность движений и, как следствие, дифференцированность строения земной коры и верхней мантии проявляются в чередовании интенсивных (десятки и сотни миллигал) гравитационных аномалий. Современная тектоническая активность

отчетливо проявляется в сейсмологических данных. Сейсмологические и сейсморазведочные материалы позволяют надежно определять крупные особенности глубинного строения.

Таким образом, геофизические методы имеют возможность весьма отчетливо расчленять складчатую область на отдельные крупные элементы. Особое значение при этом имеет трассирование глубинных разломов, которые являются естественными границами структурно-фациальных зон и нередко определяют основной рисунок — сетку размещения крупных элементов.

Для иллюстрации этих общих положений рассмотрим схематический геолого-геофизический разрез, показывающий расчленение Тихоокеанского подвижного пояса (рис. 44).

Структуры, окаймляющие Тихий океан, объединяются в очень подвижную кольцевую область земного шара, развивающуюся длительное время. Частью этого кольца является Тихоокеанский подвижной пояс, протягивающийся вдоль Азиатского материка. Б. А. Петрушевский (1964) выделяет здесь четыре этажа разной глубины заложения: геосинклинальный, базальтового вулканизма, промежуточных и глубокофокусных землетрясений. Особенности двух последних этажей на рис. 44 не отражены либо отражены частично ввиду того, что область их проявления относится к большим глубинам. В западной (приматериковой) части разреза расположены преимущественно элементы складчатой области, тогда как в приокеанической части преобладают элементы развивающейся геосинклинали. Следует подчеркнуть еще раз, что выделенные ниже крупные тектонические элементы не представляют собой нечто изолированное, самодовлеющее, а взаимно связаны в пространственном положении и истории развития.

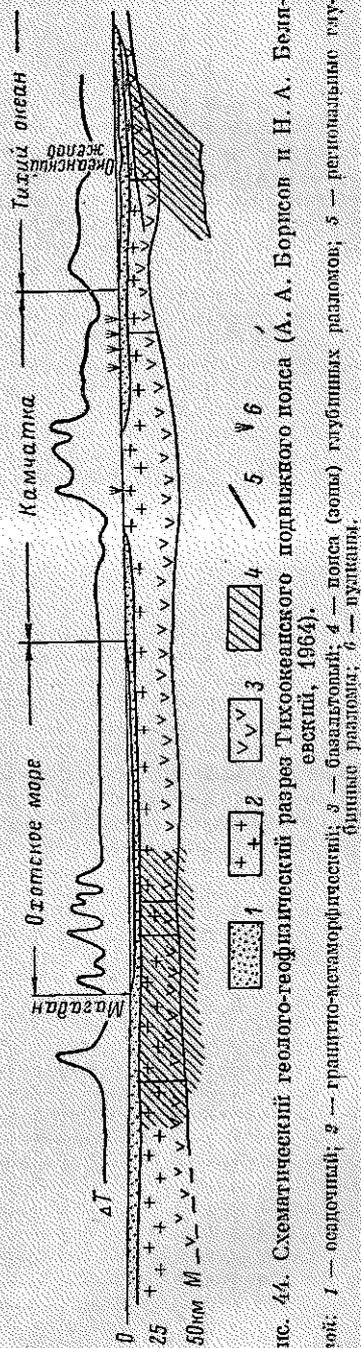


Рис. 44. Схематический геолого-геофизический разрез Тихоокеанского подвижного пояса (А. А. Борисов и Н. А. Белавеский, 1964).

Слой: 1 — осадочный; 2 — гранито-метаморфический; 3 — базальтовый; 4 — пояс (зоны) глубинных разломов; 5 — региональное гнутинное разломы; 6 — вулканы.

На разрезе, который проведен по линии от г. Магадана через Камчатский полуостров в Тихий океан (рис. 44), отчетливо выделяются следующие крупные элементы:

- 1) Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, частично расположенный под водами Охотского моря;
- 2) срединный массив, занимающий северную и центральную части Охотского моря;
- 3) складчатые сооружения Камчатки;
- 4) зона сочленения Азиатского материка с Тихим океаном.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и центральная часть Камчатского полуострова отличаются высокой раздробленностью земной коры, широким развитием сильно магнитных изверженных пород. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс расположен в зоне сочленения складчатых областей мезозойского и кайнозойского возраста (Б. Н. Ерофеев, С. Н. Лугов, 1962). Ширина пояса достигает 200 км. Здесь в течение длительного времени прощкали многочисленные трещины в верхнюю часть земной коры и изливались на поверхности массы изверженных пород.

Наряду с общим повышенным уровнем магнитного поля для вулканогенного пояса характерны резкая изрезанность аномалий, большие горизонтальные градиенты. Крупная зона разломов документируется геологическими материалами, линейными магнитными аномалиями, гравитационной ступенью и значительным градиентом изменения мощности коры.

Интенсивные магнитные аномалии в центральной части Камчатки располагаются вдоль флангов Центрально-Камчатской депрессии и несомненно приурочены к зонам разломов [Ривош, 1963].

Для срединного массива Охотского моря характерны плавные магнитные аномалии, умеренная мощность земной коры, спокойное залегание осадочных пород. Область спокойных магнитных аномалий, соответствующая массиву, накладывается на западное побережье Камчатки. Это дает основание считать, что сходный по структуре древний фундамент подстилает осадочные породы разной мощности в пределах акватории Охотского моря и территории западного побережья Камчатки. По данным Л. А. Ривоша [1963], глубина залегания фундамента на западе полуострова составляет несколько километров и уменьшается в направлении к поднятию Срединного хребта, где обнажаются древние метаморфические породы.

Зона сочленения материка и океана рассматривалась выше (§ 7) как пример перипокеанических сверхглубоких взбросов и надвигов.

Внешние геоморфологические проявления крупных элементов складчатых областей не всегда точно соответствуют их глубинным особенностям. Точно так же показания одного геофизического метода могут быть недостаточно четкими при весьма контрастных различиях в показаниях других методов. Совокупность геофизических, геологических и геоморфологических признаков позволяет вполне определенно решать задачу общего расчленения области на участки или зоны, отличающиеся глубинным строением.

ИЗУЧЕНИЕ КРАЕВЫХ И ПЕРИКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ

Краевые зоны складчатых областей, представленные передовыми (краевыми) прогибами на границах с платформами и периклиналильными прогибами на погружении крупных горных сооружений, в осевых своих частях обладают большой мощностью осадочных пород. В Предкопетдагском и в Предуральском прогибах кристаллический фундамент залегает на глубине 10—14 км. Такого же порядка (либо несколько меньше) глубина погружения консолидированного основания характерна для Азово-Кубанского и других прогибов. В предгорном прогибе Венесуэлы, окаймляющем широтную ветвь Анд, предполагаемая мощность осадочных пород превышает 15 км, такой же величины мощность осадков в Кавказском периклиналильном прогибе (Аншеронский полуостров, Каспийское море).

Методика регионального геофизического изучения краевых зон складчатых областей во многом сходна с методикой изучения платформенных плит и в то же время имеет свои особенности. В частности, в отличие от платформенных областей важная роль отводится гравиразведке, которая по своему значению для тектонического районирования сопоставима с сейсморазведкой.

Строение передовых и периклиналильных прогибов достаточно сложное и отличается четко выраженной продольной и поперечной зональностью. Наиболее погруженные части прогибов нередко разделяются поперечными поднятиями, основу которых составляют краевые массивы. В пределах таких массивов кристаллические породы обычно залегают на меньшей глубине, резко изменяется мощность различных комплексов осадочных пород. Примером может служить краевое поднятие в Предгималайском прогибе, которое создает отчетливый региональный гравитационный максимум и прослежено сейсморазведкой.

Сходным поднятиям по верхним горизонтам, вдающимся в краевые прогибы, в некоторых случаях соответствуют выступы фундамента, в других, более редких случаях — моноклиналильные склоны или погружения фундамента. Геофизические данные оказывают ценную помощь при расшифровке глубинной структуры таких участков.

Зональность строения краевых частей складчатых областей является следствием зональности тектонических движений, осадконакопления и других геологических процессов. Значительное изменение геологических условий является причиной того, что физические параметры одновозрастных отложений, расположенных на различной либо на одной глубине, но в разных зонах, существенно различаются. Иногда границы раздела физических свойств имеют литологический, но не стратиграфический характер. Такие физические границы не могут быть использованы для построения некоторых типов структурных карт, однако дают представление об изменении литолого-фациальных условий.

Обычно физические свойства пород относительно выдержанны в направлении, соответствующем простиранию складчатости. Значительные изменения типичны для зон поперечных дислокаций и повсеместно — в направлении, перпендикулярном к простиранию складчатых сооружений.

Изменения плотности осадочных пород и скорости распространения в них упругих волн находятся в значительной зависимости не только от литологического состава и глубины залегания, но и от интенсивности проявления динамометаморфизма. Так, например,

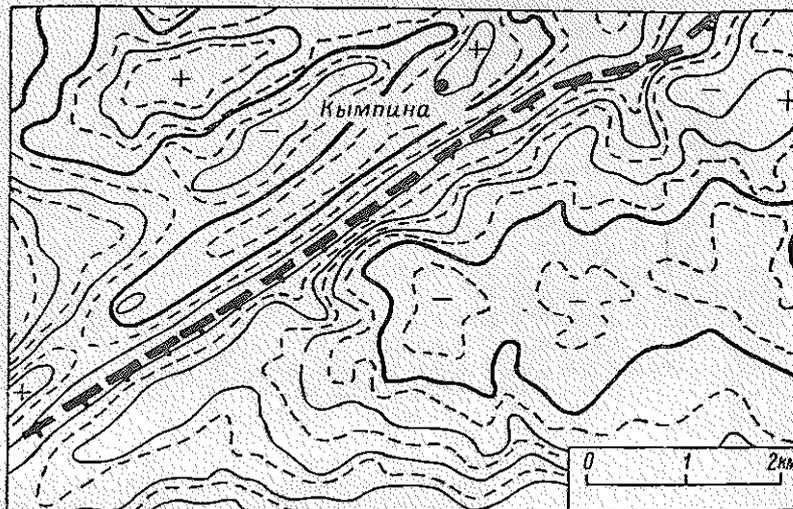


Рис. 45. Гравитационные аномалии в районе Кымпина (И. Гават, С. Ауршей и др., 1963).

третичные отложения внутренней зоны Предкарпатского прогиба, испытавшие сильное воздействие альпийской складчатости, уплотнены и обладают повышенной сейсмической скоростью; в зонах глубинных дислокаций выявляются полосовые минимумы плотности и скорости (Г. И. Петкевич, 1962, [1963]).

Границы между разнородными зонами находят явное отражение в геофизических материалах. На рис. 45 показаны результаты гравиразведки на одной из площадей, расположенной к югу от Трансильванских Альп (Южных Карпат). Четко выраженная гравитационная ступень отмечает северо-западный борт погруженной зоны. По линии ступени контактируют отложения неогенового возраста: миоценовые на северо-западе и плиоценовые на юго-востоке. Тектонический контакт, который отмечает гравитационная ступень, в ряде мест выражен зоной надвигов. В пределах впадины развиты сложно построенные складки, что находит отражение в разноориентированных аномалиях силы тяжести. Южнее отмеченной зоны располагаются нефтяные месторождения Плоешти (Румыния).

Характеристика отдельных структурных зон по материалам гравитразведки обычно бывает достаточно надежной. Для вычисления глубины и некоторых геометрических параметров геологических образований необходимы сведения о закономерностях изменения плотности и других отравных данных, вследствие чего полное объяснение аномалий обычно дается после бурения отдельных глубоких скважин и получения сейсмических материалов по некоторым профилям.

Материалы электроразведки методами вертикальных и дипольных зондирований на стадии тектонического районирования в большинстве случаев имеют только вспомогательное значение. МТТ начали применять для определения морфологии поверхности кристаллического ложа, и, видимо, в дальнейшем этот метод получит большее распространение. Ошибки вследствие недоучета латерального изменения электрической проводимости разновозрастных образований, по всей вероятности, не могут иметь решающего значения в сравнении с весьма резкими колебаниями мощности осадочных пород. Применение магнитотеллурических зондирований в Грузии дало возможность проследить погружение фундамента с 1,5 до 15 км.

Наиболее подробные сведения об особенностях строения крупных структурных элементов, выраженных в горизонтах осадочного чехла, дают сейсмические данные. Глубинность сейсморазведки МОВ обычно ограничивается глубиной возникновения сильных кратных отражений и в сложных условиях нередко составляет 4—6 км. В благоприятных условиях отдельные отражающие либо преломляющие горизонты удается непосредственно увязать с геологическими границами, обнажающимися в складчатых сооружениях (рис. 46).

В большинстве случаев структурные построения ведутся не по опорным, а по условным горизонтам. Учитывая громадные амплитуды структур, достигающие многих сотен либо первых тысяч метров, можно считать, что результаты сейсморазведки при тектоническом районировании обычно вполне надежны и служат основой для истолкования материалов площадных съемок другими геофизическими методами.

Особенно ценные результаты получают сейсморазведкой МОВ при монотонном изменении физических параметров с глубиной. В ряде районов Западно-Туркменской впадины глубина изученности геологического разреза сейсморазведкой МОВ достигает 15 км.

Общее представление о строении земной коры, в том числе о поведении ее наиболее четких границ — поверхности консолидированного фундамента и подошвы коры, — получают с помощью сейсморазведки КМПВ — ГСЗ. В качестве примера укажем на исследования советских геофизиков в Средней Азии, Закавказье и Предуралье и работы канадских геофизиков в пределах Полярного континентального шельфа. Между древним Канадским кристаллическим щитом и Ледовитым океаном обнаружены геосинклинальные прогибы, выполненные десятикилометровой толщей последовонских осадков.

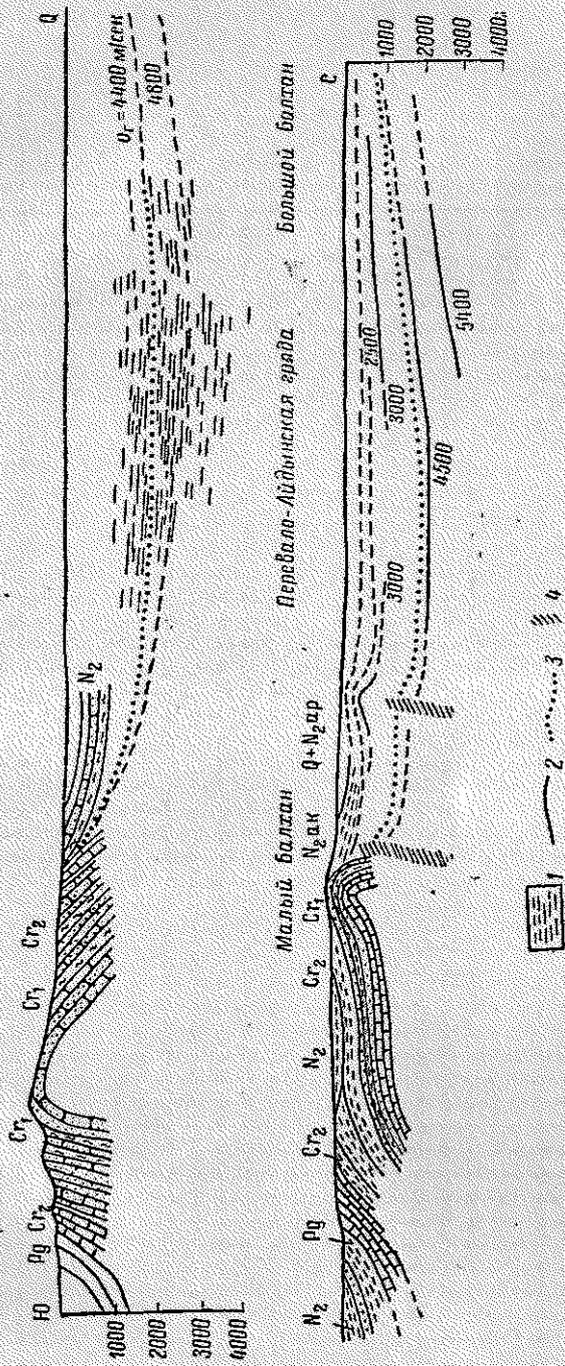


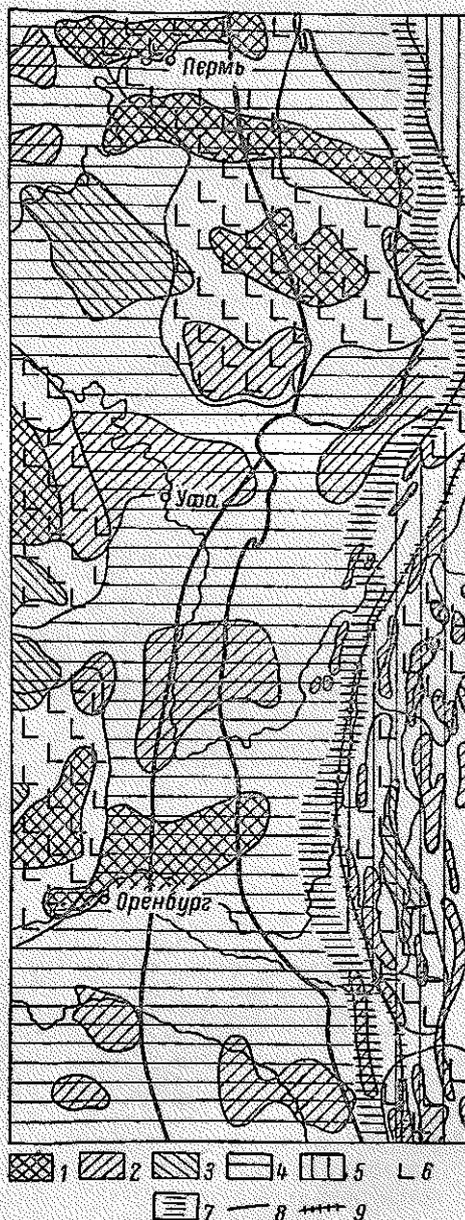
Рис. 46. Сейсмогеологический разрез по профилю Давая — Малый Балкан — Большой Балкан (Чамо, Басенция, 1963).
 1 — граница платформы; 2 — преломляющая горизонт; 3 — поверхность верхнеметаллических отложений; 4 — зона разломов.

Внутренняя структура кристаллического фундамента краевых прогибов складчатых областей проявляется в аномалиях магнитного поля. Хорошим примером является Предуральский прогиб. Аномалии магнитного поля, зафиксированные в пределах прогиба, являются непосредственным продолжением соответствующих аномалий восточного края Русской платформы (И. С. Огарников, Ф. И. Хатянов, 1962).

Структура магнитного поля остается неизменной на большой площади, включающей значительную часть западного склона складчатого Урала (рис. 47). Восточнее появляются полосовые аномалии, вытянутые в меридиональном (уральском) направлении. В совокупности с материалами глубинных сейсмических зондирований данные аэромагнитной съемки подтверждают, что современный краевой прогиб и некоторая часть примыкающих с востока складчатых сооружений развиты на фундаменте платформы, мало переработанном последующими процессами. Вместе с другими геологическими и геофизическими данными такие

Рис. 47. Схема сопоставления геологических и геофизических данных по восточной окраине Русской платформы и западному склону Южного Урала (И. С. Огарников, Ф. И. Хатянов, 1962).

Магнитные аномалии: 1 — интенсивные максимумы, 2 — максимумы, 3 — минимумы; *гравитационные аномалии относительные:* 4 — минимум, 5 — максимум, 6 — отдельные максимумы; 7 — граница между Русской платформой с древним фундаментом и Уральской системой с палеозойским складчатым основанием — зона глубинного разлома; 8 — границы основных структурно-фацальных зон; 9 — региональный разлом на границе антиклинория Урал-Тау и Магнитогорского синклинория, выявленный по геологическим данным.



материалы служат основой для выводов о возможном горизонтальном смещении областей прогибания и складчатости в процессе развития геосинклинали.

Известно, что многие складчатые сооружения надвинуты на краевые прогибы, причем амплитуда горизонтального смещения составляет единицы и десятки километров. Соответственно структуры краевых прогибов тоже оказываются передко надвинутыми на платформу. Примером может служить герцинская платформа Западной Европы, на которую надвинуты сложнопостроенные тектонические клинья молассовой зоны Предальпийского прогиба. В подобных условиях особенности наложения структурных элементов различного характера, в том числе и бескорневых структур, обычно изучаются сейсморазведкой МОВ.

Для успешного проведения тектонического районирования существенное значение имеет изучение складок средних размеров: определение их местоположения, простирания, оценка размеров, изменения формы с глубиной. Зачастую простирание таких складок не соответствует региональному простиранию складчатой области, а в той или иной мере подчиняется положению поперечных дислокаций, краевых массивов и других структур. Особое влияние на размещение складок оказывают разломы.

Соотношение складчатых и разрывных дислокаций не всегда простое, оно к тому же может изменяться в пределах выделенных крупных элементов. Например, ранее предполагалось, что складки в Аппалачах образовались в результате сжатия, а крупные разрывы — в результате более позднего растяжения (М. Нортон, 1960). В дальнейшем было установлено, что оси складок параллельны не только триасовым, но и более древним разломам. Складки палеозойских осадочных пород непосредственно соответствуют разломам фундамента при сравнительно неглубоком залегании последнего. В случае большой мощности осадков соотношение усложняется.

Вблизи крупных разломов простирание и характер складчатых и надвиговых структур зависят прежде всего от простирания разломов. Подобные соотношения типичны, разумеется, не только для Аппалачей, но и для других складчатых областей. Они установлены в Южно-Каспийской впадине и во многих других местах. Поэтому одна из задач геофизических методов при тектоническом районировании состоит в трассировании крупных нарушений складчатого основания и осадочного чехла. Основную роль при изучении дизъюнктивных нарушений играет сейсморазведка.

Успешное применение нашли разные методы: КМПВ, метод «плоского фронта», МОВ. Наблюдения КМПВ проводятся, как правило, по непродольным (поперечным) профилям. Такие наблюдения эффективны в разнообразных сейсмогеологических условиях, однако обычно дают лишь качественную картину нарушенной зоны. При использовании МОВ местоположение нарушений опознается по разрывам корреляции и чаще — по отсутствию отражений. Зачастую, особенно при работах по методу «плоского фронта», удается регист-

рировать и опознавать дифрагированные волны, образующиеся на крутопадающих контактах.

Пример определения сейсморазведкой соотношения складчатых и разрывных дислокаций осадочных пород показан на рис. 48.

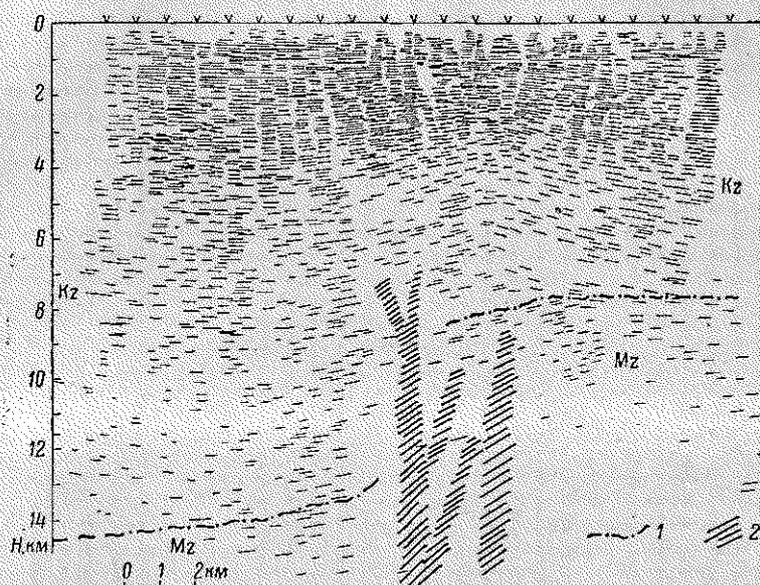


Рис. 48. Сейсмогеологический разрез (С. Чамо, 1962).
1 — поверхность несогласия; 2 — зоны крупных разломов.

ИЗУЧЕНИЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

Местоположение и горизонтальные размеры межгорных впадин легко определяются по геоморфологическим и геологическим данным. Глубинное строение впадин изучается геофизическими методами в сочетании с бурением. Так же как и для других геоструктурных зон, для современного строения межгорных впадин характерно наличие нескольких структурных этажей. Фундамент, сложенный сильно дислоцированными породами, перекрывают промежуточные этажи, разделенные границами несогласий, и современные отложения. В строении промежуточных этажей подчас важную роль играют эффузивные образования. Неметаморфизованные породы чехла могут быть представлены как морскими, так и континентальными фациями. Мощность континентальных отложений может составлять несколько километров.

Общая мощность отложений, перекрывающих фундамент, варьирует в широких пределах: от нескольких сотен метров в небольших впадинах до 10—15 км в наиболее крупных. Так, например, фундамент Ферганской и Цайдамской впадин залегает примерно

на глубине 10 км. Межгорная впадина Лос-Анжелос (Калифорния), частично открытая в сторону Тихого океана, имеет мощность осадков до 15—18 км.

Границы межгорных впадин обычно проходят по крупным разломам. Нижний структурный этаж — фундамент — также нередко раздроблен на отдельные блоки. Относительное перемещение блоков может достигать нескольких километров, например в центральной части Трансильванской либо в Зее-Буренской впадинах. Приподнятые блоки фундамента делят впадины на отдельные грабены. Исключения составляют впадины, заложенные на консолидированных срединных массивах (Паннонская и др.). Фундамент последних образует более спокойные структурные формы.

Между породами фундамента и вышележащими отложениями обычно существует четкая дифференциация по физическим свойствам: плотности, скорости распространения упругих колебаний, электрическому сопротивлению, хотя породы, участвующие в строении разных структурных этажей, сами могут быть весьма неоднородными. Различие усредненных значений физических параметров (табл. 3) создает благоприятные условия для изучения крупных особенностей рельефа кристаллического ложа с помощью геофизических методов.

ТАБЛИЦА 3

Стратиграфическое положение	Мощность, м	Плотность σ , г/см ³	
		пределы изменения	средняя
Комплекс осадочных пород:			
кайнозойский — нижнемеловой	100—1500	2.1—2.4	2.25
нижнемеловой — верхнеюрский	0—1500	2.0—2.7	2.4
Палеозойско-докембрийский фундамент	Несколько тысяч	2.6—3.1	2.9

При резко выраженном рельефе поверхности фундамента тектонические формы осадочного чехла грубо повторяют структурный рельеф основания. Для приближенного выяснения рельефа поверхности фундамента применяют гравиразведку в сочетании с отдельными сейсмическими профилями КМПВ. Аэромагнитные материалы используются преимущественно для суждения о внутренней структуре фундамента, реже — в помощь другим методам, которые изучают рельеф основания. Ограниченность горизонтальных размеров многих впадин не позволяет широко использовать приемы, которые разработаны для изучения антеклиз и синеклиз платформенных областей.

В разрезе чехла обычно имеется несколько границ раздела плотности, однако при предварительном изучении впадин этим обстоятельством часто пренебрегают и рассматривают упрощенную картину одной границы с некоторым эффективным значением плотности.

Величина эффективной избыточной плотности может быть разной в разных частях одной и той же крупной впадины или в соседних впадинах. Эффективную плотность определяют, сопоставляя аномалии силы тяжести с контрольными данными о глубине залегания складчатого основания.

На рис. 49 приведен корреляционный график по межгорной впадине южного обрамления Сибири. Очень сходные графики были получены по впадинам Калифорнии, что подтверждает обоснованность подхода к интерпретации аномалий. Естественно, в ряде случаев приходится прибегать к предварительному исключению регионального фона.

С учетом корреляционных графиков, аналогичных рис. 49, и других контрольных данных строятся схематические геологические разрезы и структурные карты. На рис. 50 изображены результаты интерпретации аномалий силы тяжести в одной из межгорных впадин Калифорнии.

В центральных частях некоторых крупных межгорных впадин отмечены не относительные минимумы, а относительные максимумы силы тяжести или зоны чередования аномалий разных знаков. Наличие относительного максимума указывает на особенности строения земной коры, так что отрицательный гравитационный эффект толщи осадочных пород перекрывается положительным, имеющим другую геологическую

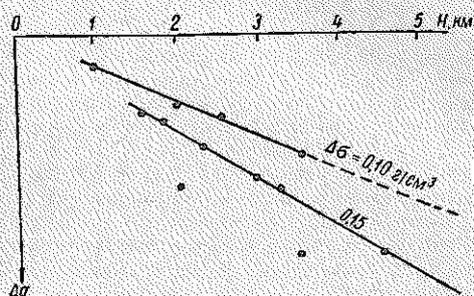


Рис. 49. Корреляция остаточных аномалий и глубины до поверхности фундамента межгорной впадины (А. П. Тарков, 1959).

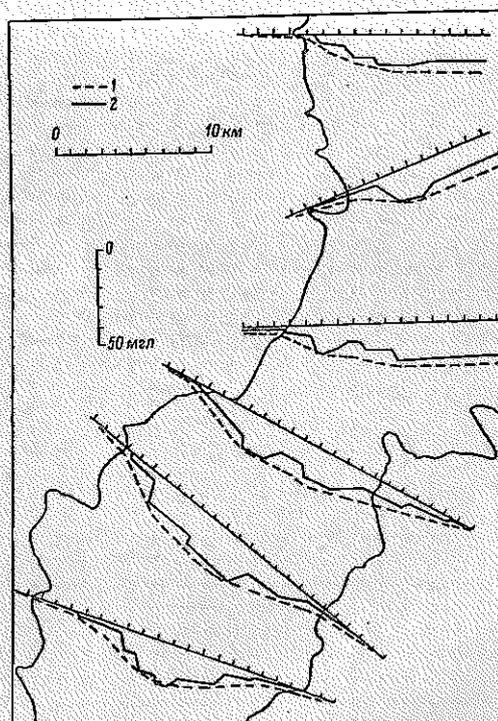


Рис. 50. Определение структуры впадины методом подбора по гравитационным аномалиям (Дж. Хилл и Ф. Пресс, 1964).
1 — $\Delta g_{набл}$; 2 — поверхность фундамента.

природу. Например, Паянская межгорная впадина, заложенная на срединном массиве, отличается повышенными значениями аномалий силы тяжести и пониженной мощностью земной коры. Чередование аномалий разных знаков характерно для впадин, имеющих сильно расчлененное основание.

Отмеченное обстоятельство подчеркивает, что как бы ни были велики возможности гравразведки, при использовании данных только одного геофизического метода иногда могут быть допущены грубые ошибки. Вероятность ошибок резко уменьшается при наличии контрольных данных, позволяющих построить корреляционные графики.

Более детальное изучение крупных и средних по размерам структур проводится с помощью комплекса методов, включающего сейсморазведку МОВ и КМПВ, электроразведку и гравразведку. В случае блокового строения фундамента впадин границы между резко опущенными и приподнятыми блоками отчетливо отмечаются не только линейными гравитационными аномалиями типа ступеней, но и концентрацией очагов местных землетрясений. Эпицентры многих землетрясений располагаются либо непосредственно на зонах разломов, либо вблизи них. Проведение контрольных сейсмических исследований КМПВ возможно не повсеместно ввиду сейсмогеологических условий: сложного рельефа местности, наличия галечниковых толщ и т. п. Наибольшие трудности возникают в краевых частях впадин.

При резком изменении глубинных и поверхностных условий и небольшой длине годографов (10—15 км) точность сейсмического определения глубины до фундамента не слишком высока, среднеквадратичная погрешность достигает $\pm 10\%$ (В. Е. Щербакова и др., 1963).

На участках, сложных для сейсморазведки, проводят электроразведочные исследования. Наиболее часто применяют вертикальные и дипольные зондирования. Эти методы электроразведки особенно удобны, если мощность осадочных пород не превышает 1—2 км. Реже применяются магнитотеллурические измерения.

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННИХ ЗОН СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Крупные структурные элементы — антиклинории и синклинории — обычно имеют отчетливую геофизическую характеристику. Приведенные ниже признаки установлены при изучении Урала, Кавказа и других складчатых областей. Прежде всего простирание полосовых геофизических аномалий в целом соответствует простиранию складчатости и подчеркивает такие ее характерные особенности, как прямолинейность, дугообразность, веерообразное размещение.

Антиклинорные зоны во многих случаях сложены метаморфическими породами типа кварцитов, сланцев, филлитов. Здесь же размещаются многочисленные интрузии гранитов, проникшие в верхние этажи на заключительных стадиях горообразования. Перечислен-

ные породы слабомагнитны и отличаются пониженной плотностью в сравнении с другими кристаллическими породами. Поэтому антиклинории обычно отличаются спокойным, близким к нулю магнитным полем и отрицательными аномалиями силы тяжести. Относительные минимумы достигают многих десятков миллигал.

Синкликорные зоны, выполненные мощными толщами вулканогенно-осадочных пород, проявляются яркими максимумами силы тяжести (иногда относительными) и аномалиями магнитного поля. Неоднородность осадочных и эффузивных пород по плотности и намагниченности дополняется и усиливается многочисленными интрузиями основного и ультраосновного состава.

В некоторых случаях, когда разрез сложен преимущественно эффузивами, распределение магнитных аномалий имеет очень сложный характер, аномалии разного знака незакономерно чередуются по площади. В других случаях выявляются отчетливые аномалии протяженностью свыше ста километров. Интенсивные (500—1500 γ) симметричные максимумы ΔT отмечают крутопадающие тела — малые интрузии, заполняющие трещины.

В отличие от синкликориев для наложенных синклиналей обычно характерны относительные минимумы силы тяжести.

Закономерное сочетание гравитационных и магнитных аномалий позволяет уточнить границы крупных структур. Границы между антиклинориями и синкликориями нередко выражены в виде крупных разломов (характеристика таких разломов и их некоторые признаки даны в § 7). При проведении границ учитываются местоположение и конфигурация гравитационных ступеней, а также средних линий, разграничивающих относительно положительные и отрицательные аномалии силы тяжести. Несомненно, принимаются во внимание и другие геофизические, геологические и геоморфологические признаки.

Наряду с определением границ геофизические данные позволяют провести и более подробное структурное расчленение крупных структур на отдельные блоки. На рис. 51 изображен схематический геологический разрез синкликория, построенный по геофизическим и геологическим материалам и дополненный графиками аномалий.

Весьма важной частью тектонического районирования является изучение складчатых и разрывных структур, поперечных к основному направлению складчатости. Такие структуры определяют протяженность крупных блоков литосферы, вытянутых в основном направлении. Размеры блоков и их местоположение изменяются в процессе геологического развития. Например, в доальпийской структуре Главного мегантиклинория Кавказа выделяется несколько блоков, которые не совпадают полностью с альпийскими блоками. При тектоническом районировании Урала геофизические данные оказали ценную помощь в изучении допалеозойских почти широтных структур, которые выражены в нижнем структурном этаже и перекрыты герцинскими складчатыми структурами меридионального простирания.

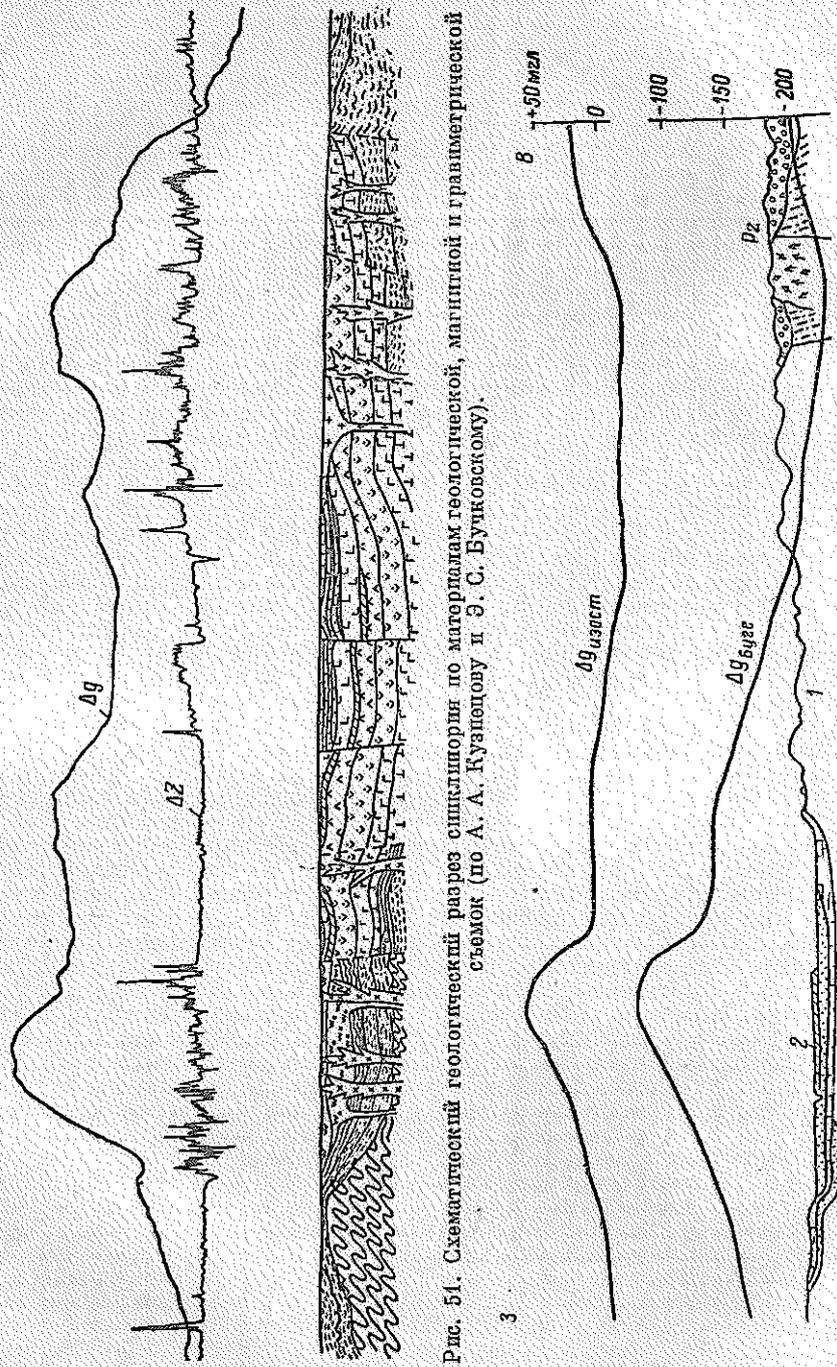


Рис. 51. Схематический геологический разрез синклинория по материалам геологической, магнитной и гравиметрической съемок (по А. А. Кузнецову и Э. С. Бучковскому).

Рис. 52. Геологический разрез и гравитационные аномалии батолита Айдахо (В. Е. Воиши, 1963).

Поперечные дислокации нередко сопровождаются цепочками интрузивных массивов, вытянутыми в таком же направлении и имеющими в зависимости от состава пород (гранит-порфиры, диориты, граптодиориты и т. п.) неодинаковую, но четкую геофизическую выраженность.

Тектонически активные поперечные дислокации часто проявляются как линейные зоны сгущения эпицентров землетрясений, пересекающие основное направление. В качестве примера укажем на материалы по сейсмичности Кавказа (Н. В. Кириллова, А. А. Сорский, 1960). Здесь наряду с сейсмическими зонами, вытянутыми в основном для Кавказа северо-западном направлении, имеются активные сейсмические зоны почти меридионального простирания. Ориентировка смещений в очагах землетрясений также подтверждает наличие сейсмических зон общекавказского простирания и поперечного к нему. С сейсмичностью тесно связаны следы вулканизма, признаки перестройки рельефа и другие особенности.

Глубина расположения очагов, группирующихся в поперечные зоны, на Кавказе составляет несколько десятков километров, тогда как очаги землетрясений, приуроченные к сейсмическим зонам кавказского простирания, заключены в пределах 5—16 км. Разрывные структуры, имеющие разное простирание, принадлежат к разным структурным этажам. Поперечные дислокации Кавказа являются более глубинными и, видимо, более древними. На них обратил внимание Н. С. Шатский (1948), когда рассматривал глубокие дислокации, охватывающие и платформы, и складчатые области.

Надежно фиксируя современные особенности крупных структурных элементов, геофизические данные менее определенно указывают на изменение тектонического строения в прошлом. Некоторые примеры, иллюстрирующие возможность истолкования геофизических материалов в историко-геологическом аспекте, рассматриваются в конце главы. Решение вопросов о возможном смещении границ геосинклинального бассейна, о закономерном изменении доминирующего простирания складчатости в процессе геологического развития и других возможно только при учете большого количества геологических фактов, притом установленных не только по геофизическим материалам. Так, например, линейные гравитационные и магнитные аномалии могут отчетливо указать расположение поясов гипербазитов, однако для вывода о том, какие из этих поясов более молодые, а какие более древние и в каком направлении смещалась граница эвгеосинклинали и многоэосинклинали, требуется провести дополнительные наблюдения и оценить абсолютный возраст изверженных пород.

Относительно устойчивые элементы складчатых областей — средние массивы разного происхождения (обломки платформ, ядра ранней консолидации и т. п.) и меньше по размерам древние глыбы — сильно влияют на простирание складчатых систем, вызывая их сложные изгибы. Для срединных массивов характерна мозаика разно ориентированных разрывных и складчатых структур средних

и мелких размеров и столь же сложное распределение магнитных аномалий. Региональные гравитационные аномалии, обычно асимметричные, могут быть и относительно положительными (уменьшение мощности земной коры) и относительно отрицательными (широкое распространение гранито-гнейсов и гранитов, образовавшихся в результате переработки метаморфических толщ и других процессов). Жесткие массивы, лежащие в основании некоторых межгорных впадин, упоминались выше.

Самостоятельное значение при тектоническом районировании имеет выяснение закономерности распределения изверженных пород разного состава, генезиса и возраста. В некоторых складчатых областях выходы изверженных пород занимают десятки процентов суммарной площади, в других — весьма ограничены. При хорошей обнаженности выходы изверженных пород обычно устанавливаются геологической съемкой. Местоположение, размеры и форма массивов очень существенно уточняются геофизическими данными. Например, выход гранитов на дневную поверхность в пределах одной из интрузий Среднего Урала составляет 32 км^2 , тогда как по материалам гравиразведки массив постепенно погружается под плотные вулканогенно-осадочные породы, причем проекция интрузии на дневную поверхность занимает площадь около 500 км^2 (И. Ф. Маркитантов, Г. Н. Никишева, 1962).

Существенное значение для характеристики условий образования изверженных пород имеют их магнитные свойства. Так, по заключению Д. М. Печорского (1964), намагниченность гранитоидов Северо-Востока СССР зависит от условий образования: синорогенные интрузии гранитоидов здесь практически немагнитны, тогда как интрузии, образовавшиеся в зонах крупных разломов, рассекающих жесткие массивы, часто намагничены. Формирование последних интрузий проходило на меньшей глубине. С термодинамическими условиями образования интрузий связаны и особенности их рудоносности, поэтому при региональном изучении интрузивных пород тектоническое районирование тесно переплетается с металлогеническим районированием.

Интересно распределение аномалий Δg над батолитом Айдахо (Скалистые горы Америки), который прорвал палеозойские осадки и более древние метаморфические породы и в свою очередь подвергся деформациям и воздействию более молодых вулканических пород. Полосы гравитационных максимумов, связанные с молодыми базальтами, как бы окаймляют с юга и запада основной региональный минимум силы тяжести, приуроченный к батолиту. Такое соотношение аномалий в данном случае связано с возрастной последовательностью изверженных пород разного состава (рис. 52).

Представления об «огибании», «срезании», «наложении» гравитационных и магнитных аномалий разной морфологии и геологической природы нередко используются для того, чтобы как-то обосновать возрастную последовательность пород в тех случаях, когда другие, более надежные критерии отсутствуют.

Успешное применение эти приемы нашли при обработке и истолковании материалов по Забайкалью (Л. А. Мастюгин, 1961) и некоторым другим складчатым областям.

§ 13. Тектоническое районирование кристаллических щитов

Геофизические исследования при тектоническом районировании кристаллических щитов во многом сходны с аналогичными исследованиями при региональном изучении внутренних зон складчатых областей. Относительно спокойные формы земного рельефа позволяют широко применять комплексную аэрогеофизическую и наземную гравиметрическую съемки масштабов 1 : 50 000 — 1 : 200 000 и сейсмические исследования по отдельным протяженным профилям. Геофизические исследования тесно увязываются с геологическими исследованиями и определениями абсолютного возраста формаций. Роль геофизических исследований становится особенно значительной в районах распространения маломощного (50—150 м) платформенного покрова, затрудняющего применение геологических методов (И. В. Литвиненко, 1963; К. Ф. Тяпкин, 1964; Л. Е. Шустова, 1963).

Местоположение крупных структурно-фациальных зон определяется легкими геофизическими методами и геологическим картированием. Глубинная характеристика таких зон устанавливается с помощью сейсмических и гравиметрических работ. В особо благоприятных условиях (резкая дифференциация пород по электропроводности вследствие наличия мощных филлитовых толщ и т. п.) в качестве эффективного метода изучения глубинных структур выступает электроразведка.

Наряду с изучением структурных условий геофизические данные привлекаются для выявления и описания зон развития метасоматоза, гранитизации и других процессов.

§ 14. Возможность историко-геологического истолкования геофизических данных

Геофизические данные могут быть использованы для суждения о главных этапах развития изучаемой территории или акватории. В комплексе с материалами о фациях, формациях, магматизме, складчатости и другими данные скважинных и полевых геофизических исследований представляют большую ценность. Основное значение они могут иметь для палеотектоники, меньшее — для палеогеографии.

По мнению В. Д. Наливкина и В. Е. Хаина [1964], при палеотектоническом районировании важную роль играет комплекс признаков: мощность отложений и особенно градиенты ее изменения, интенсивность магматической деятельности и вещественный состав

изверженных пород, интенсивность и морфология складчатых и разрывных деформаций и т. п. Многие из перечисленных признаков заведомо четко проявляются в материалах геофизических исследований. Так, например, сейсморазведка изучает изменение мощности отложений, складчатые и разрывные структуры. Аэромагнитная съемка и наземная гравиразведка дают обширную информацию о магматических породах и некоторых структурных формах осадочных и метаморфических пород.

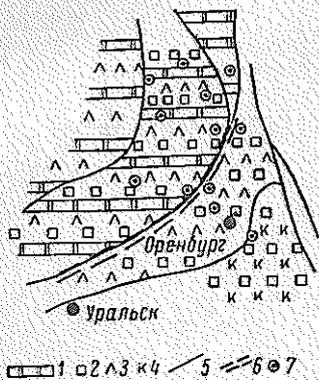


Рис. 53. Схема соотношения фаций кунгура и осевой зоны магнитной аномалии [Клупин, Толстихин, 1960].

1 — доломиты; 2 — каменная соль; 3 — гипсы и ангидриты; 4 — калийная соль; 5 — границы фациальных зон; 6 — осевая зона магнитной аномалии; 7 — сваяжины.

Очень важно сопоставление геологических особенностей, выраженных в различных по своей природе распределениях, например, аномалий магнитного поля и находок фауны определенного вида. При таких сопоставлениях нередко обнаруживается корреляция наряду с очевидной разницей во времени между возникновением одного и другого геологического явления. Введение фактора времени как раз и означает переход к историческому объяснению наблюдаемой картины. Для примера на рис. 53 изображена схема соотношения фаций кунгура и осевой зоны магнитной аномалии в одном из районов Русской платформы.

Возникновение интенсивных магнитных аномалий на древней платформе можно относить ко времени, не более позднему, чем время проявления последних вспышек

магматической деятельности. Большая часть магнитоактивных пород основного состава проникла по расколам в верхние этажи кристаллического фундамента в течение протерозоя. Отдельные проявления эффузиев относятся к более позднему времени. Если аномалия создана не изверженными, а метаморфическими породами фундамента, ее возникновение следует относить к архею.

Очевидно, связь аномалий магнитного поля с составом отложений в данном случае только ассоциативная, но не причинная. Геофизические данные указывают, что в рассматриваемом районе имеется древняя структурно-фациальная граница, которая проявила себя еще в верхнем палеозое. Из анализа фаций и мощностей следует, что в дальнейшем роль активных структурно-фациальных границ перешла к другим разломам кристаллического фундамента, расположенным к югу и востоку от рассматриваемой линии, т. е. границы мигрировали, приближаясь к современному положению [Клупин, Толстихин, 1960].

Решающее влияние дифференцированных подвижек блоков фундамента на распределение осадочных пород подчеркивалось многими исследователями.

В частности, А. Ш. Файтельсон полагает, что главные пространственные изменения геологических условий в платформенных областях проявляются не непрерывно, а дискретно, причем простейшими участками дифференциации условий являются блоки фундамента, выделяемые по геофизическим аномалиям.

Обратимся к примеру А. Ш. Файтельсона. На рис. 54 изображены изоаномалы силы тяжести, контуры участка электроразведочных работ и результаты структурно-геологической съемки мезозойских

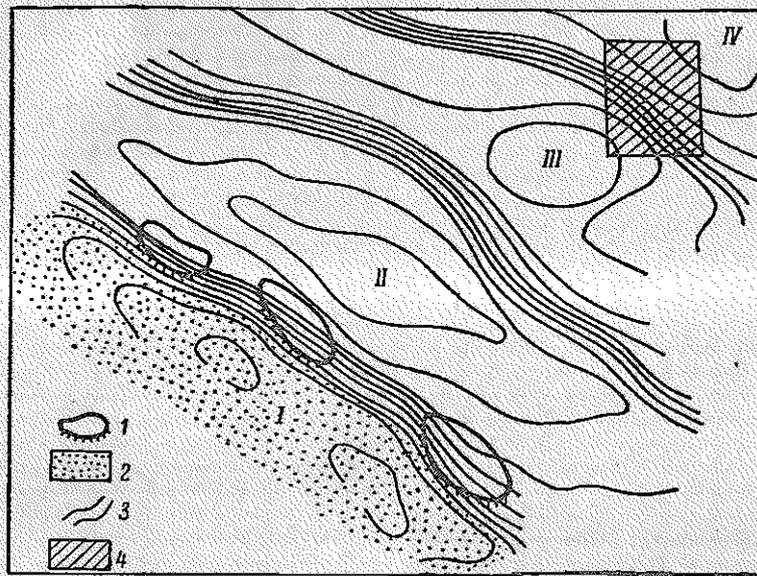


Рис. 54. Схема мезозойско-кайнозойской тектоники по данным структурно-геологической съемки.

1 — мелкие структуры, берг-штрихи указывают крутые крылья; 2 — впадина; 3 — изоаномалы силы тяжести; 4 — участок электроразведочных работ.

и кайнозойских отложений. Материалы гравиразведки устанавливают наличие четырех аномальных зон (блоков фундамента). Граница между I и II блоками проявляется в строении молодых (Мз и Кз) отложений: к юго-западу от границы блоков мощность этих отложений увеличивается. Флексурный перегиб на границе блоков осложнен локальными структурами, крутые крылья которых обращены в сторону впадины, выполненной мезозойскими и кайнозойскими осадками. Скважины, пробуренные в зоне перехода от I ко II блоку, вскрыли под мезозойскими терригенными породами карбонатные отложения палеозоя, объединенные в две толщи. Последние подразделены пачкой терригенных отложений. По материалам электрического каротажа скважин эта пачка отчетливо выделяется пониженным электрическим сопротивлением на фоне высокого

сопротивления, сопутствующего карбонатным породам. Мощность терригенного прослоя одинакова по обе стороны от границы между блоками *I* и *II*. Таким образом, к моменту отложения мезозойских пород блоки *II*, *III* и *IV* образовали одну самостоятельную область, блок *I* — другую.

Электроразведочные работы в пределах небольшого участка на границе *III* и *IV* блоков выявили между толщами с высоким электрическим сопротивлением проводящую толщу, мощность которой особенно велика в аномальной области *III*. Ставится задача

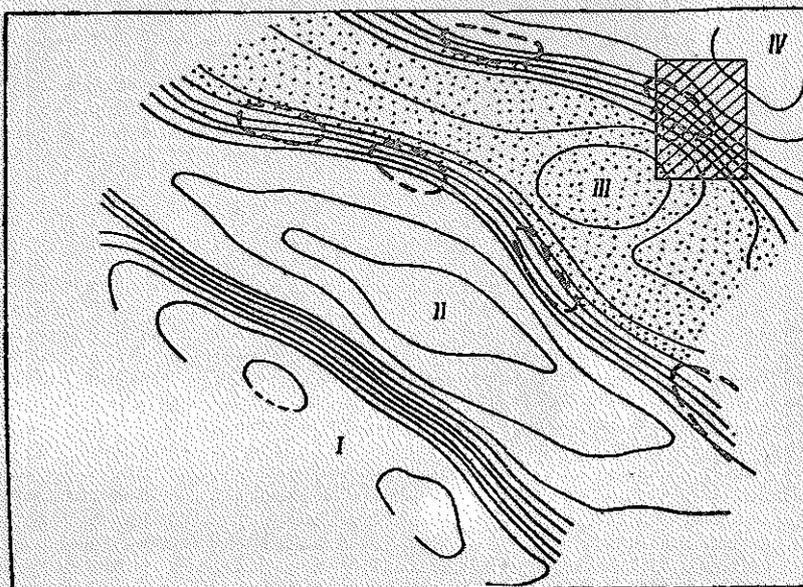


Рис. 55. Принципиальная схема тектоники к началу отложения верхней карбонатной толщи.
Условные обозначения см. на рис. 54.

построить палеотектоническую схему, соответствующую времени, когда началось отложение верхней толщи карбонатных пород.

Судя по тому, что мощность терригенной пачки в блоках *I* и *II* одинаковая, эти блоки располагались к моменту отложения карбонатных пород приблизительно на одном уровне. Учитывая данные электроразведки, остается предположить, что наибольшая мощность терригенных пород характерна для блока *III*. Именно этот блок оказался в рассматриваемое время наиболее опущенным. Следовательно, локальные структуры древнего заложения, осложняющие бортовые части впадины *III*, следует искать на границах *II* и *III*, *III* и *IV* блоков. Рис. 55 показывает принципиальную схему тектоники к началу отложения верхней карбонатной толщи.

Приведенный пример относится к области палеотектонических построений. Использование геофизических данных для палеогеографических выводов основано на закономерных соотношениях между показаниями геофизических методов и несомненными признаками палеогеографической обстановки. Примером могут служить соленосные отложения и барьерные рифы, изучаемые сейсморазведкой, гравиразведкой и другими методами.

Классическая работа по истолкованию геофизических материалов Юго-Восточного Кавказа в палеогеографическом освещении принадлежит В. В. Веберу и В. В. Федынскому [1947]. Авторы работы показали возможность палеогеографических построений, отнесенных ко времени образования аномалий силы тяжести. В координации с анализом фаций геофизические данные весьма важны для оконтуривания нефтегазоносных бассейнов.

Из последующих исследований представляют интерес работы Ф. П. Хатянова, посвященные выяснению палеогеографических условий в восточных районах Русской платформы и поискам погребенных рифов методами геофизики; работа Луи Пьера (1964), который использовал материалы геофизики для выявления области распространения морских фаций среди лагунных отложений в одном из районов Республики Чад (Африка), и работы других исследователей.

Некоторую помощь при изучении региональной палеогеографии оказывают палеомагнитные измерения.

ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

§ 15. Поиски месторождений, приуроченных к погребенным
рифовым массивам

С погребенными рифовыми массивами во многих геологических регионах связаны высокодебитные нефтяные, газовые и газоконденсатные месторождения, представляющие большой интерес. Поиски рифовых массивов проводятся комплексом геофизических и геологических методов, включающим высокоточную гравиразведку, электроразведку, сейсморазведку, структурное и глубокое поисковое бурение.

Чаще всего погребенные рифы располагаются вдоль краевых геосинклинальных прогибов или на окраинах внутриплатформенных впадин. Примерами первых являются палеозойские рифы Приуралья и Западной Канады, расположенные вдоль передовых прогибов Уральской и Кордильерской складчатых систем. Примерами рифогенных структур, приуроченных к внутриплатформенным впадинам, служат поднятия, обнаруженные на бортах Камско-Кинельской и Мичиганской впадин. Камско-Кинельская впадина (или целая система прогибов) расположена на востоке Русской платформы. Мичиганская впадина ограничена склонами Канадского кристаллического щита и погребенными выступами фундамента Северо-Американской платформы.

Месторождения, приуроченные к рифогенным поднятиям, известны на востоке и юго-западе США, в Мексике и в некоторых других странах. Предполагается, что крупнейшее месторождение нефти в Ливии и одно из наиболее крупных в мире — Зелтен — также содержат залежь в рифовых известняках.

На территории СССР помимо Предуральяского прогиба и окраин Прикаспийской впадины значительные перспективы поисков нефти связываются с рифами Предкавказья, которые сложены известняками верхнеюрского возраста. Не исключена возможность открытия месторождений, приуроченных к рифам, и в других геологических регионах СССР, так как рифовые фации обнаружены в очень широком стратиграфическом диапазоне: наиболее древние — в протек-

розое Карелии, молодые — в миоцене Южной Украины и Молдавии.

Совокупность условий, благоприятных для роста рифовых массивов, чаще всего отмечается в зоне перехода от мелководной части моря к глубоководной. Именно это обстоятельство определяет приуроченность рифов к бортам бассейнов, опускание которых не компенсировалось осадконакоплением. Тектонический фактор играл наиболее существенную роль в первоначальной стадии образования рифов, когда по краям зоны погружения наметились контуры цепочек рифовых массивов. На более поздних стадиях главное значение имел седиментационный фактор: ускоренное накопление массивных известняков создало расчлененный рельеф, а последующее осажде-

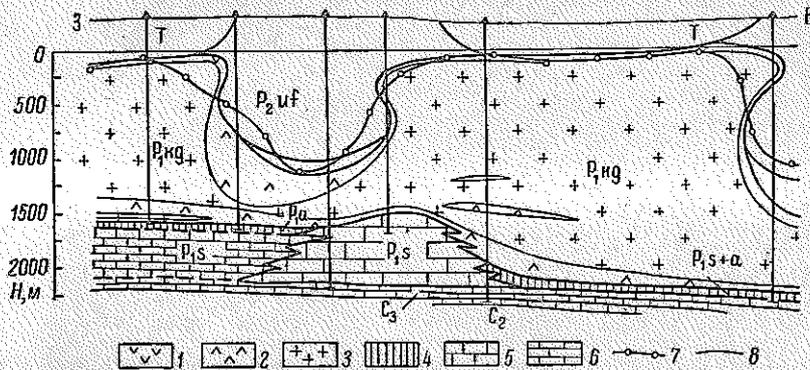


Рис. 56. Геолого-геофизический разрез через Кунакбаевский рифовый массив (Ф. И. Хатьянов, В. А. Тихонова, 1962).

1 — гипс; 2 — ангидрит; 3 — каменная соль; фации: 4 — депрессионная, 5 — рифовая, 6 — платформенная; 7 — опорный электрический горизонт; 8 — геологические границы.

терригенного и галогенного материала свивелировало выступы и впадины, которые оказались погребенными на большой глубине.

В Предуральском прогибе рифовые массивы чаще всего имеют нижнепермский возраст. Массивы располагаются на слабо наклоненной и в ряде случаев почти плоской поверхности известняков карбона (рис. 56). С запада известняки и доломиты рифовой фации сменяются одновозрастными слоистыми известняками — отложениями платформенной фации. К востоку они переходят в депрессионную фацию, которая представлена маломощными тонкозернистыми отложениями глинисто-известкового состава. Уступ, к которому приурочены рифы, погребен под толщей галогенных и терригенных отложений ниже-верхнепермского возраста (Ф. И. Хатьянов, 1962).

Разновозрастные породы обладают резко различными физическими параметрами. В верхней части разреза залегают наиболее молодые третичные отложения, которые обычно выполняют отдельные мульды. Расположенные над соляными куполами песчано-глинистые третичные осадки обладают невысокой плотностью (2,1—2,2 г/см³),

скоростью распространения упругих волн 2,7—3,2 км/сек и удельным электрическим сопротивлением 10—20 ом·м.

Красноцветные отложения верхней перми характеризуются более высокими значениями физических параметров. Эти отложения залегают на резко расчлененной поверхности соленосных пород. Контакт терригенных и соленосных пород отмечается значительным изменением плотности, скорости распространения упругих волн и электрического сопротивления. Поверхность соленосной толщи обладает сложной формой, в ряде мест установлено «подворачивание» соли — своеобразные карнизы.

Слоистое строение красноцветной толщи является хорошей предпосылкой для изучения ее строения сейсморазведкой. Незаконномерное изменение усредненных значений физических параметров толщи по площади не позволяет с высокой точностью изучать рельеф ее подошвы с помощью геофизических методов, которые используют эффекты больших масс горных пород (гравirazведка и электроразведка). Рис. 56 показывает, в какой мере положение опорного электрического горизонта соответствует действительному положению геологической границы.

Мощность терригенных отложений колеблется в больших пределах: от 0 до 1500 м и более.

Соленосная толща также неоднородна по составу и физическим параметрам горных пород. Большое различие в плотности и скорости распространения упругих колебаний установлено для каменной соли ($\sigma = 2,2$; $v = 4,5$) и ангидритов ($\sigma = 2,8$; $v = 6,0$). Гипсы по физическим свойствам занимают промежуточное положение. Ангидриты залегают в виде отдельных прослоев преимущественно в нижней части соленосной толщи (рис. 56). Прослой гипсов и ангидритов образуют отражающие сейсмические поверхности и влияют на усредненную физическую характеристику соленосной толщи (среднюю скорость, среднюю плотность и т. д.). Число отдельных прослоев и их суммарная мощность существенно изменяются по площади.

Достаточно резкая, но не постоянная по своим свойствам и не повсеместно прослеживаемая сейсмическая граница, которая совпадает с поверхностью пачки ангидритов в нижней части соленосного комплекса, приблизительно характеризует структуру поверхности карбонатных пород, залегающих под соленосным комплексом. Полное соответствие в положении этих двух границ отсутствует.

Кровля карбонатных отложений, скрытая под толщей каменной соли и пачкой ангидритов, также является границей раздела физических свойств. Однако качество этой границы (резкость, шероховатость) существенно изменяются по площади ввиду того, что в больших пределах изменяются физические параметры контактирующих пород. Большое влияние на свойства границы оказывает фацциальная изменчивость нижнепермских отложений.

Таким образом, поиски рифов в Предуральском прогибе геофизическими методами представляют собой трудную задачу, так как

в разрезе имеется несколько структурных этажей и физические свойства горных пород, участвующих в строении того или иного этажа, изменяются в больших пределах.

Относительно более просто геологическое положение нефтеносных девонских рифов в Западной Альберте (Канада). В передовом прогибе Кордильер также имеется несколько структурных этажей, однако их различия не столь существенно мешают поискам рифов, как в Предуральском прогибе. В верхней части разреза (рис. 57) залегает однородная толща отложений мелового возраста, представленная преимущественно сланцами и отдельными прослоями песчаников. Меловые отложения с небольшим угловым несогласием

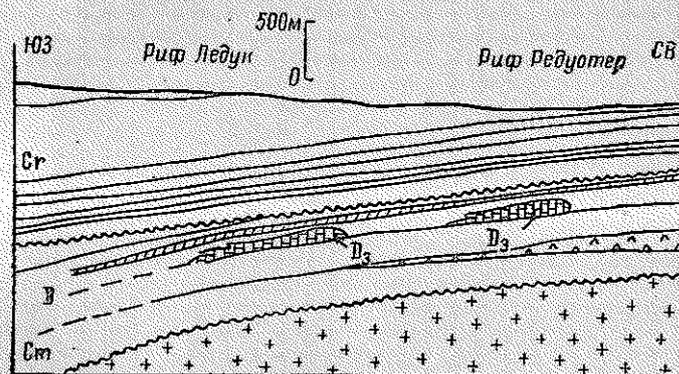


Рис. 57. Положение продуктивных рифов в провинции Альберта, Канада (Леворсен, 1956).

перекрывают отложения девона. В ряде мест стратиграфический диапазон отложений расширен за счет включения в верхний этаж маломощных юрских пород и появления ниже поверхности несогласия миссисипских (нижнекаменноугольных) осадков (М. Б. Добрин и др., 1964).

Породы девонского возраста, вмещающие и перекрывающие рифы, представлены доломитами, известняками, ангидритами и сланцами. Над рифами отложения образуют пологое поднятие либо изменяют угол наклона. Амплитуда рифов невелика — 150—250 м. Важно отметить, что подрифовые отложения, как и в Предуральском прогибе, образуют пологую моноклиналь. Резко выраженные структурные формы отложений, подстилающих рифы, не обнаружены.

Сейсмогеологический разрез Западной Альберты содержит и четкие и изменчивые по своим свойствам границы. Одно из сейсмических отражений приурочено к пачке доломитов и алевроитов, залегающих непосредственно вблизи вершины рифовых массивов. Сейсмическое отражение более высокого качества, характеризующее строение верхнего структурного этажа, приурочено к нижней части песчано-сланцевой толщи мелового возраста.

Разрез внутриплатформенной Камско-Кинельской впадины имеет некоторые черты, общие с рассмотренными выше разрезами. Спокойно залегают подстилающие впадину отложения среднего девона. На бортах впадины резко увеличена мощность известняков и доломитов рифовой фации. Эти породы, образовавшиеся в верхнем девоне, существенно отличаются по своим физическим (в том числе и механическим) свойствам от одновозрастных отложений, развитых в центральной части впадины и представленных преимущественно глинами. Уплотнение и проседание глины под влиянием веса вышележащих пород еще более резко подчеркнуло отдельные выступы карбонатных пород на бортах впадины. Амплитуда рифов достигает 200—350 м.

Структуры облекания, приуроченные к таким рифам, так же как и последние, содержат значительные залежи нефти. В некоторых районах впадины развиты и обычные антиклинальные складки, образовавшиеся вследствие более поздних тектонических деформаций. В отложениях среднего и верхнего карбона и нижней перми впадина проявляется нечетко.

В сходных условиях располагаются погребенные нижнепалеозойские рифы Мичигана и других восточных штатов в Северной Америке. С рифовыми массивами связаны складки уплотнения вышележащих пород. В ряде случаев перед последующим осадконакоплением рифы частично срезаны эрозией.

Подытоживая сказанное, еще раз отметим, что в районах поисков погребенных рифов обычно имеется несколько структурных этажей. Строение отложений, перекрывающих рифы, может быть очень сложным или сравнительно простым, но во всех случаях оно лишь в очень ослабленном и не всегда ясном виде отмечает положение рифа. Стабильные по своим свойствам физические границы вблизи поверхности рифовых известняков обычно отсутствуют. Отложения, подстилающие рифы, имеют простое строение.

Скопления нефти и газа могут быть приурочены к пористым зонам рифовых массивов либо сосредоточиваются в перекрывающих риф отложениях, которые образуют структуру облекания. Материалы каротажа скважин показывают, что пористость рифовых образований может изменяться в широких пределах от 0—2 до 10—20%, причем зоны повышенной трещиноватости и кавернозности сложно распределены внутри массива. Осредненные по некоторому объему значения пористости часто закономерно увеличиваются по направлению к центру рифа.

Наиболее тесно с пористостью и трещиноватостью связаны плотность, скорость распространения упругих волн и коэффициент поглощения сейсмических колебаний. На рис. 58 сопоставляются материалы по определению сейсмической скорости с данными радиоактивного каротажа и лабораторных определений керна, полученные при изучении глубоких скважин Грачевского рифа в Предуральском прогибе. Сходная картина ранее изучена в зоне рифа Стенфорд на северо-западном погружении свода Бенд в Северной Америке и на других рифах.

Изолинии пористости, скорости распространения сейсмических волн и стратонизогинсы поверхности рифовых отложений в общих чертах повторяют друг друга, причем наиболее низкие значения скорости и наиболее высокие значения пористости заключены в пределах контура нефтеносности.

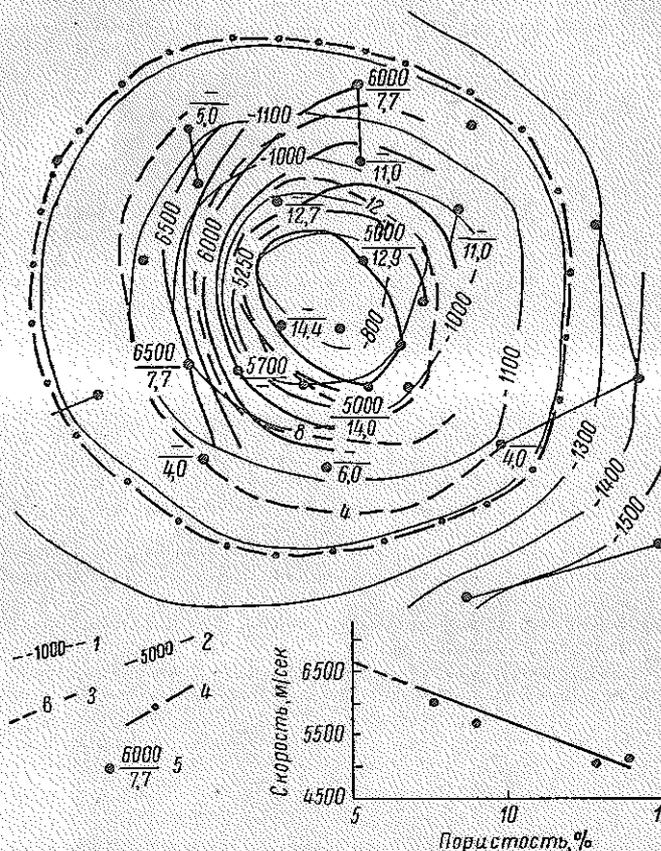


Рис. 58. Распределение пористых зон и скорости распространения упругих колебаний в рифовом массиве [Хатянов и др., 1963].
 1 — стратонизогинсы сакмаро-артинских отложений; 2 — изолинии скорости; 3 — изолинии пористости; 4 — контур водо-нефтяного контакта; 5 — скважина (числитель — скорость, м/сек, знаменатель — пористость, %).

Наряду с зонами повышенной трещиноватости и кавернозности на отдельных рифах (Кумертауский риф в Башкирии) обнаружены тектонические разрывы, которые, вероятно, могли служить путями для миграции нефти и газа.

Сложная форма поверхности рифа и переменная пористость массива являются причинами частичного рассеивания сейсмических

воли, отраженных от его поверхности, и большого поглощения проходящих сейсмических волн.

Общая задача поисков погребенных рифовых массивов решается в определенной последовательности и подразделяется на несколько частных задач:

- а) определение полосы распространения рифогенных поднятий;
- б) выделение в пределах полосы участков, наиболее перспективных для поисков рифов;
- в) поиски рифов в пределах перспективных участков.

Рассмотрим применение геофизических методов на каждом из перечисленных этапов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ ПОЛОСЫ ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВ

Положение полосы рифов определяется по совокупности данных геологической съемки, бурения, гравirazведки и сейсморазведки. Приуроченность рифовых массивов именно к узким полосам, иногда линейно вытянутым (Предуральский прогиб), иногда имеющим сложные очертания (риф Кепитен, Деланарский бассейн), известна давно и непосредственно связана с условиями образования. Ширина полосы обычно составляет несколько километров, протяженность — десятки и сотни. Следует иметь в виду, что полученные материалы, как правило, позволяют наметить полосу распространения рифов одного возраста. Более древние или более молодые рифы могут располагаться в стороне от установленной полосы, образуя самостоятельные цепочки.

В благоприятных условиях геологическая съемка устанавливает местоположение отдельных обнажающихся массивов, что позволяет путем интерполяции составить самое общее представление о положении погребенных массивов. Гораздо более полные сведения дает глубокое бурение, с помощью которого изучается фациальный состав отложений и намечается переход от глубоководной фации к платформенной. Однако бурение специальных скважин только для изучения вероятного местоположения полосы рифов осуществляется редко. Обычно используются материалы скважин, заложенных на отдельных участках для выявления погребенных рифов, но не обязательно вскрывших их. Чтобы намечать положение таких скважин, необходимо уже иметь определенное представление о вероятном нахождении искомой полосы.

Наилучшие результаты дает сочетание геофизических методов и бурения. Комплекс геофизических исследований включает гравиметрическую съемку и сейсмические профили, ориентированные по материалам гравirazведки вкрест простирания изучаемой полосы.

Плотность известняков и доломитов существенно выше плотности глинистых и соленосных осадков, заполнивших бассейн, зона флексурного перегиба однообразных образований отмечается в аномалиях силы тяжести. Так же, как и в наше время, границы древних бассейнов были изрезаны отдельными заливами и рукавами. Рас-

пределение плотности пород, перекрывающих рифы, неравномерно изменяется вследствие фациальных и структурных неоднородностей. Вместе взятые эти причины вызывают интенсивные местные аномалии. Чтобы выявить главную причину аномалий и исключить местные аномалии, гравитационные карты подвергают специальной обработке.

Ф. И. Хатянов, который обобщил геофизические материалы по южной части Предуральского прогиба, получил четкие результаты, используя метод осреднения.

Как правило, результаты гравirazведки становятся менее определенными по мере возрастания средней мощности осадочных образований, перекрывающих рифы. Учитывая это обстоятельство,

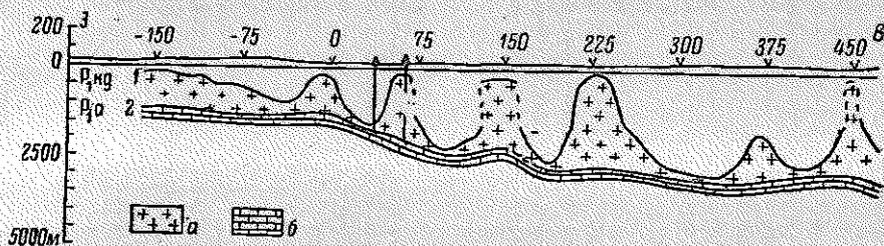


Рис. 59. Сейсмический разрез МРНИ (С. С. Ефимкина и др., 1964).
а — соль; б — известняк; 1, 2, — отражающие горизонты.

в наиболее погруженных зонах увеличивают число контрольных сейсмических профилей, которые располагаются вкrest простирания гравитационных аномалий большой протяженности. Сейсмические материалы позволяют более уверенно судить о деталях геологической структуры, которые не изучаются гравirazведкой. В частности, при значительном погружении пород размещение рифов возможно не в центре флексурного перегиба, а в его наиболее резко выраженной части, смещенной в сторону. Рис. 59 показывает сейсмогеологический разрез по профилю, пересекающему западный борт Предуральского прогиба в его наиболее южной и погруженной части (Оренбургское Приуралье). На разрезе отчетливо видно ступенчатое погружение карбонатных пород, перекрытых соленосными отложениями. Полоса рифов может быть расположена не только в пределах моноклинального склона, где пробурены скважины, но и далее к востоку, где отмечен меньший по величине, но более резкий флексурный перегиб.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ

Предварительное выделение наиболее перспективных участков проводят только тогда, когда с помощью простых и сравнительно недорогих средств можно получить весьма общее представление о вероятном расположении рифов в пределах установленной полосы.

В противном случае приходится непосредственно приступать к поискам погребенных массивов.

Например, в Предуральском прогибе структурные формы поверхности соленосной толщи резко не соответствуют структурам под-солевого ложа. Вместе с тем для многих районов подмечена некоторая закономерность, состоящая в том, что резкие изменения глубины залегания поверхности галогенных отложений часто согласуются по местоположению (по не по знаку) с изменениями глубины нижележащих пород. Поскольку поверхность терригенных и соленосных отложений четко отмечается многими геофизическими методами, предварительное представление о форме поверхности соли получают с помощью недорогой и производительной электроразведки.

В первую очередь используется информация, которую дают вариации теллурических токов. Наблюдения проводятся по сети, соответствующей приблизительно одному-двум наблюдениям на 1 км². Для уточнения геоэлектрического разреза по материалам МТТ со значительным разрежением выполняются ВЭЗ, которые в свою очередь опираются на отдельные параметрические скважины. Чтобы учесть эффект анизотропии, ВЭЗ выполняются с разносами в нескольких азимутах.

Информация, получаемая от электроразведки, относится главным образом к рельефу поверхности соленосных пород. Этот же геологический фактор определяет многие особенности наблюдаемых гравитационных аномалий. Вместе с тем материалы гравиразведки содержат информацию о плотностной неоднородности соленосной толщи, а также о резких поднятиях и погружениях ее подошвы. Последняя информация представляет наибольший интерес.

В первую очередь обращается внимание на такие особенности аномального поля силы тяжести, которые не связаны с колебаниями рельефа поверхности соленосной толщи. Если, например, относительно повышенное значение силы тяжести соответствует склону поверхности соли, можно ожидать, что изменение гравитационной аномалии вызвано не только поведением верхней границы, но и наличием выступа плотных пород на глубине. Далее учитываются те тонкие детали рисунка изоаномал, которые могут указывать на перемещение пластичной соли и заполнение ею неровностей поверхности глубже расположенных пород.

Ф. И. Хатянов и другие исследователи отмечают, что главное значение при выделении перспективных площадей имеют форма, линейные размеры и характерный рисунок аномалий, а не наличие замкнутых максимумов, хотя локальные максимумы интенсивностью 1—3 мгл при соответствующих условиях также представляют интерес. Для надежного определения таких деталей масштаб гравиразведочных работ должен быть крупным (1 : 25 000—1 : 50 000), а сечение изоаномал рабочих карт должно быть в пределах 0,1—0,2 мгл.

Комплекс электроразведки и гравиразведки существенно облегчает выбор участков для дальнейших поисков рифов, однако выводы по этим методам далеко не однозначны. В последние годы были

обнаружены рифы, геологическая позиция которых не полностью соответствует первоначальным прогнозам (известен риф, располагающийся прямо под соляным штоком). На фоне глубокого гравитационного минимума, связанного с соляным поднятием, рифовый массив создает небольшой, но четко выраженный максимум (Р. В. Сучкова, 1962). Нельзя не отметить, что число таких максимумов на гравитационной карте, конечно, превышает число рифов.

ПОИСКИ И ИЗУЧЕНИЕ ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВ

В пределах перспективных участков поиски рифов осуществляются сейсморазведкой и бурением. В ряде районов успешно применяется высокоточная гравразведка. Напомним основные положения, касающиеся распределения физических свойств горных пород в зоне рифа:

- а) риф неоднороден по плотности, скорости распространения и интенсивности поглощения сейсмических волн;
- б) риф имеет резкие очертания и неправильную холмовидную (или гребневидную) поверхность, аналогично располагается поверхность раздела физических свойств, соответствующая контакту рифа со вмещающими породами;
- в) подстилающие риф отложения обычно залегают спокойно, не образуя непосредственно под рифом резко выраженных локальных структур;

г) перекрывающие риф отложения в ослабленном виде отмечают его наличие, причем связь быстро исчезает с удалением от рифа вверх.

Методика поисков погребенных рифов, развитию и совершенствованию которой способствовали исследования В. А. Долицкого, Л. И. Ивакова, Ф. И. Хатянова, Ф. Дж. Эгнича, К. Дж. Чапмена, Ферриса Крейга и других специалистов-геофизиков, существенно различается в зависимости от сложности условий.

В простейшем случае при наличии в разрезе одного структурного этажа и сравнительной однородности пород, вмещающих рифы, поиски последних ведутся сейсморазведкой МОВ и высокоточной гравразведкой. Материалы геофизических исследований контролируются бурением. Сейсморазведка ориентируется на прослеживание опорных горизонтов, расположенных выше и ниже поверхности рифа, так как получить отражения непосредственно от рифа зачастую невозможно. Если непосредственно над рифом залегает толща отложений, способных к уплотнению (глины и другие породы), структурное поднятие пород, залегающих между дневной поверхностью и рифом, будет в ослабленном виде повторять форму рифа.

Ф. Дж. Эгнич отмечает, что в Западном Техасе и в других районах США, где имеются подобные условия, амплитуда поднятия горизонта, находящегося на 300 м выше кровли массива, составляет 20—30% от высоты самого рифа. Если амплитуда последнего равна приблизительно 200—300 м, поднятие вышележащего горизонта равно 40—100 м. Выявление и оконтуривание поднятий такой величины —

вполне посильная задача для сейсморазведки. В случае, если риф перекрыт горными породами, обладающими меньшей уплотняемостью, чем глины, структурный эффект облекания становится малозаметным.

Во всех случаях важным признаком рифа служит ложное «поднятие» подрифового горизонта. Причина такого рода «поднятий» — различие в скорости распространения упругих волн внутри рифа и вне его. Так как скорость внутри рифа, как правило, больше, чем во вмещающих породах, то, не зная о наличии рифа и полагая геологическую среду однородной, при интерпретации сейсмических материалов получают на разрезе «поднятие» подрифового горизонта. Амплитуда «поднятия» может достигать многих десятков — первых сотен метров. Примером рифа, найденного по этому признаку, является риф Стемфорд. Этот признак сохраняется и тогда, когда под рифом под действием его веса образуется зона прогибания, и в других, более сложных условиях. Так, например, крупнейшее Арланское месторождение нефти в Башкирии располагается в зоне крупного локального поднятия по отражающему сейсмическому горизонту, приуроченному к кровле терригенного девона. Материалы бурения подтвердили, что поднятие отсутствует, а соответствующий сейсмический эффект вызван резкой литолого-фациальной зональностью и изменением мощностей вышележащих отложений. Арланское поднятие представляет собой крупный массив карбонатных пород амплитудой около 200 м. Не зная о существовании погребенного рифа, получили «поднятие» подстилающего горизонта амплитудой 50 м. (О. М. Мкртчян и др., 1965).

Складки уплотнения, образующиеся над рифовыми массивами, и сами рифовые массивы в условиях, соответствующих простой физической модели среды, нередко отмечаются небольшими положительными аномалиями силы тяжести. Применимость гравиразведки в каждом конкретном районе устанавливается после тщательного анализа геологических причин, определяющих малые аномалии силы тяжести, и опытных работ. Гравиразведочные работы сочетаются с бурением. Иногда одной скважины достаточно, чтобы убедиться, что аномалия вызвана причиной, не имеющей отношения к рифу. В других случаях требуется большее число скважин для подтверждения рифа и получения приходов нефти.

Исследования Ферриса Крейга (Ferris Craig [1961], 1964, 1965) показывают, что в Мичигане, Огайо и других восточных штатах Северной Америки нижнепалеозойские рифы и складки уплотнения отмечаются аномалиями 0,07—0,6 мгл. С помощью гравиразведки открыто несколько десятков рифов. Пример высокоточных гравиметрических работ над одним из рифов, расположенных на восточном борту Мичиганского бассейна, показывает рис. 60. Геологический разрез построен по материалам бурения и последующего радиоактивного каротажа.

Как ни мал нижний предел выявленных аномалий, такие либо более значительные аномалии установлены над Восточно-Уопельским

месторождением нефти, которое приурочено к рифу силурийского возраста, над месторождением кембрийской нефти, приуроченным к складке уплотнения над эрозионным останцем Кошпер-Ридж (Тремпило), и в ряде других случаев.

Последовательность гравиметрической съемки и бурения иногда изменяется. Рис. 61 иллюстрирует помощь высокоточной гравиприведки в оконтуривании рифа, обнаруженного скважиной в одном из районов Техаса. Изолинии локальной аномалии, выделенной

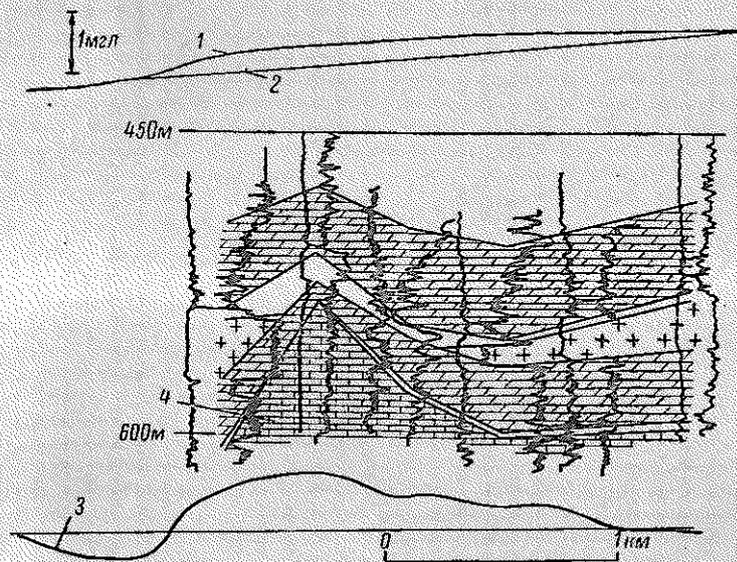


Рис. 60. Сопоставление данных гравиприведки и каротажа на площади Бойд-филд [Ferris Craig, 1961].

1 — аномалия Буге; 2 — региональный фон; 3 — аномалия $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$; 4 — риф.

из общего поля, проведены через одну десятую миллигала. Локальная аномалия уверенно показала положение рифа. Простираание последнего оказалось почти перпендикулярным к общему простираанию изоаномал силы тяжести и геологических границ.

При проведении высокоточных гравиметрических съемок используется аппаратура, обладающая высокой разрешающей способностью, и тщательно учитывается плотностная неоднородность пород, залегающих в верхней части разреза. Можно полагать, что опыт таких работ будет полезным для поисков рифов в тех геологических регионах СССР, где условия окажутся близкими.

Средние по сложности условия поисков рифов наблюдаются там, где в геологическом разрезе выделяются два структурных этажа, причем залегание пород верхнего этажа сравнительно простое. Типичным примером является передовой прогиб Кордильер в Канаде.

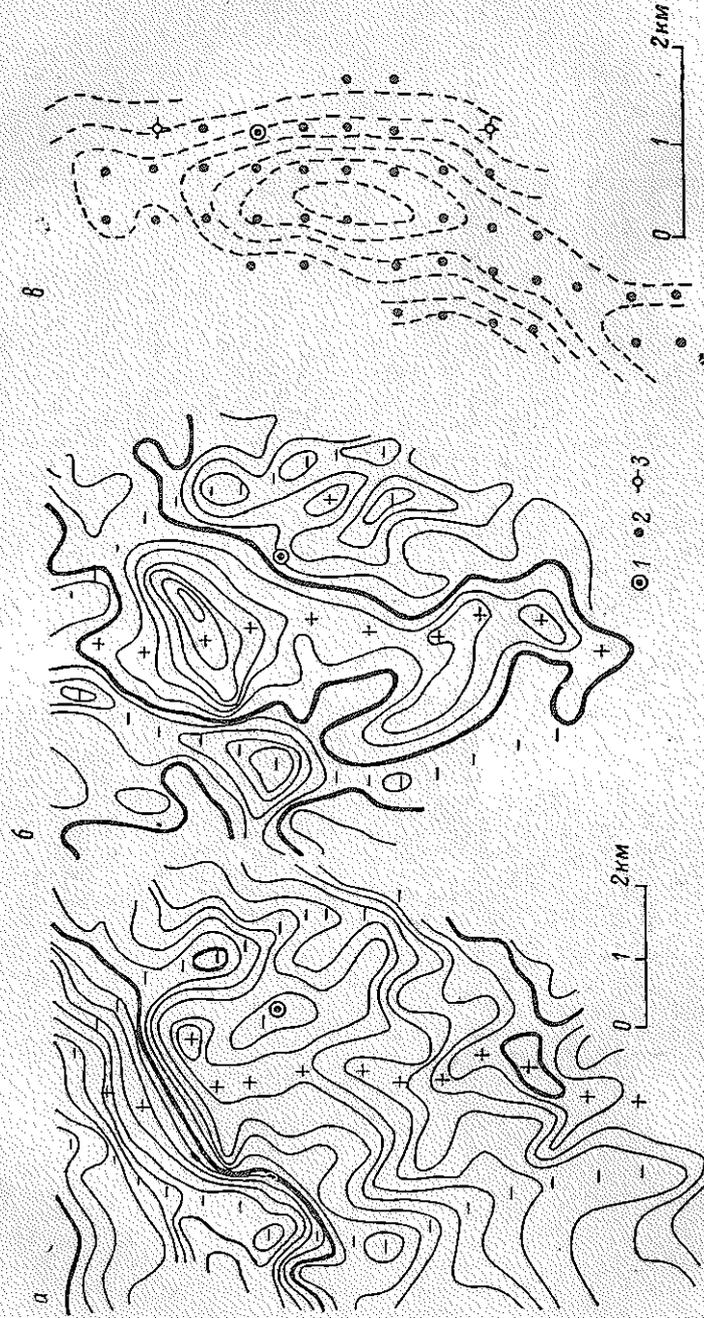


Рис. 61. Результаты высоточной гравиметрической гравиразведки на площади Джеймсон (Харт, Браун, 1949).
 Аномалии: а — наблюдаемые, б — структурная карта поверхности рифа; скважины: 1 — первооткрывательница, 2 — продуктивные, 3 — непродуктивные.

На западе и в центральной части канадской провинции Альберта поиски погребенных рифов ведутся преимущественно сейсморазведкой. Структуры песчано-сланцевой толщи, образующей верхний структурный этаж, не характеризуют строения девонских отложений, поэтому опорный отражающий горизонт, залегающий вблизи подошвы этой толщи, играет вспомогательную роль. Отложения девонского возраста, представленные в верхней части доломитами, известняками и ангидритами, а в нижней — известковистыми сланцами, также содержат отражающие горизонты. Однако последние прослеживаются нерегулярно. Поэтому зачастую хорошо коррелирующиеся отражения определяют строение лишь тех горизонтов, которые близки к поверхности девонской толщи.

На расстоянии 200—300 м от вершины рифа структурные связи становятся слабыми. Положение вершины массива проявляется в слабом изгибе отражающего горизонта. Естественно, при определении вероятного местоположения рифа учитываются не только коррелирующиеся горизонты, но и отдельные площадки. Принимаются во внимание также признаки, как аномальное погружение отдельных отражающих границ, вызванное резким различием по скорости между доломитами и доломитизированными известняками рифового массива и примыкающими к рифу сланцами. Важным критерием являются также динамические особенности регистрируемых волн, при интерпретации материалов учитывается изменчивость характера записи и интенсивности волн (К. Дж. Чапмен, 1963).

Наиболее сложные для поисков рифов условия встречаются в районах, где имеется несколько структурных этажей со специфическими и ярко выраженными в каждом этаже формами залегания пород. Примером является Предуральский прогиб.

Длительное время поиски рифовых массивов в пределах перспективных участков, выделенных по данным электроразведки и гравиразведки, велись с помощью бурения, причем на обнаружение одного массива требовалось значительное число (до 10) скважин. С целью сокращения объемов бурения опробованы различные приемы сейсмической разведки. Успешному применению сейсморазведки предшествовали многолетние исследования, не всегда завершавшиеся удачно. На первых порах в должной мере не учитывались трудные геологические условия региона, делались попытки обнаруживать рифы с помощью упрощенных приемов, которые могут рассчитывать на успех лишь в областях с легкими либо средней сложности условиями. Так, большие надежды возлагались на непродолжительные наблюдения КМПВ. Предполагалось, что резко выраженная форма массива весьма отчетливо отразится на изменении времени прихода преломленной волны.

Такой эффект действительно наблюдался. Вместе с тем на сейсмограммах проявлялись все скоростные неоднородности разреза, заключенные в интервале между точкой взрыва и линией наблюдения. При сложном строении верхней части разреза, искажении траекторий сейсмических лучей и возможности накопления эффектов

по мере распространения упругих колебаний вероятность ошибочной интерпретации материалов была большой.

В дальнейшем для поисков рифов пытались использовать признак аномального затухания преломленных волн, прошедших по кавернозной и трещинной области рифа. Наличие на полевой сейсмограмме зоны аномального затухания преломленной волны, а также появление дифрагированных волн, возникающих на острых изломах и гранях, дают основание предполагать, что в пределах профиля расположен погребенный риф. Однако признак особой волновой картины не является абсолютным, поскольку близкий эффект можно получить при некотором сочетании условий, не требующих обязательного присутствия рифа. Для того чтобы отдельно оценить влияние на сейсмическую запись особенностей строения соленосной толщи и подстилающих пород, необходимо с высокой точностью знать строение кровли соленосной толщи. Между тем на склонах поднятий и мульд при углах наклона этой поверхности, равных $20-40^\circ$, преломленные волны не прослеживаются. Громоздкая система продольных и непродольных профилей КМПВ не всегда обеспечивает надежное выявление и изучение рифов.

Обычный МОВ в условиях Предуральского прогиба также не всегда эффективен в силу присущей этому методу тенденции сглаживать, regularизировать сейсмическую запись для последующего выделения и интерпретации волн. В данных условиях regularизация приводит к объединению разнородных составляющих записи, дающих в совокупности интерференционную картину. Наложение волн, отразившихся на геологических границах, которые приурочены к разным этажам, объясняет происхождение трудно анализируемой записи. Расшифровка последней бывает ошибочной.

Поиски рифовых массивов ведутся с помощью МРП, МОВ, использующего аппаратуру с магнитной записью, и отдельных профилей КМПВ. Как отмечает Л. А. Рябинкин, результативность МРП в значительной мере зависит от возможности максимального дробления волновой картины для выявления всех составляющих сложной сейсмической записи. Особенно существенна возможность изучения сейсмически шероховатых границ. Именно такой границей является поверхность рифовых образований.

С помощью принципа направленного приема удается строить протяженные сейсмические границы, характеризующие строение третичных и верхнепермских песчано-глинистых отложений. Надежно определяется поверхность галогенных пород. Знание этой поверхности нужно для введения поправок за преломление, а тем самым для более точного построения глубоко залегающих отражающих границ.

В толще соленосных пород число отражающих площадок уменьшается, однако полностью они не исчезают, так как толща содержит прослойки гипсов и ангидритов. Во многих случаях регистрируются коррелирующиеся волны, отраженные в толще пород, которые подстилают рифы. На рис. 62 отчетливо видно угловое несогласие отра-

жающих горизонтов на краях Канчуринского рифа, а также ложный подъем подрифтовых горизонтов, обозначенных C_1 и C_2 . После обнаружения рифа и введения поправки за скорость (часть пути, приходящаяся на массив, сейсмическая волна проходит со скоростью 6000 м/сек, а не со скоростью 4500 м/сек, принятой при построении) залегание глубоких границ стало близким к горизонтальному.

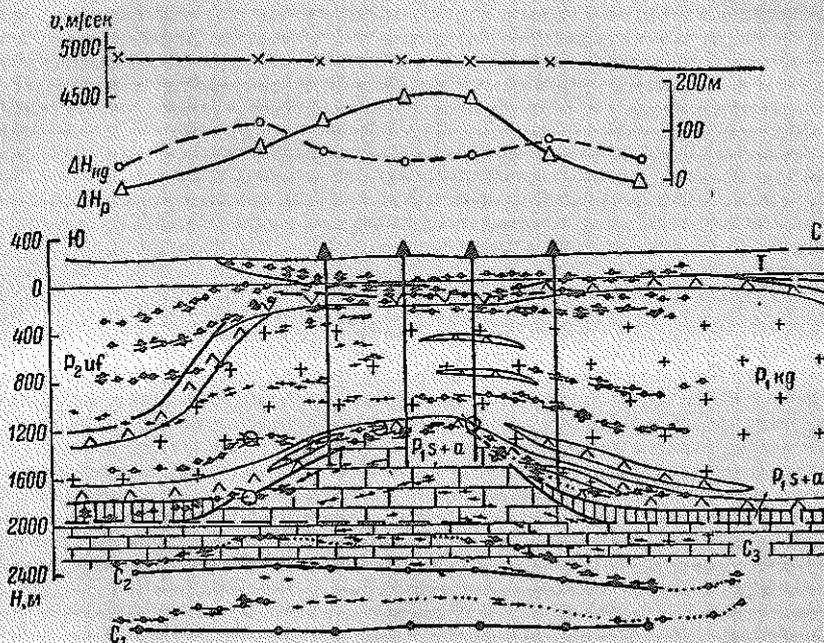


Рис. 62. Геолого-геофизический разрез через Канчуринский рифовый массив (Ф. И. Хатянов и др., 1963).

ΔH_p — амплитуда ложного сейсмического поднятия горизонтов C_1 и C_2 , возникшего из-за прохождения отраженной волны через риф; $\Delta H_{вг}$ — поправка в значение глубины отражающих горизонтов C_1 и C_2 за счет горизонтального изменения скорости упругих волн в кувгурских отложениях.

Поскольку положение отражающих площадок в нижней части соленосной толщи может быть обусловлено не только строением подстилающих пород, но и пластическими перемещениями внутри самой соленосной толщи, весьма полезно для контроля привлечь гравиразведку, которая при высокоточных измерениях сможет внести определенность в этот вопрос.

Выше отмечалось, что несоответствие структурных планов в верхней и нижней частях разреза может быть весьма значительным. Для того чтобы получить в таких условиях надежные разрезы, используется плотная система наблюдений. Профили МРПН протяженностью в несколько километров располагаются вкрест

простирання соленосных отложений таким образом, чтобы концы профилей выходили за пределы предполагаемого рифа. Надежному изучению пространственной волновой картины и повышению точности интерпретации способствуют крестовые пересечения, которые располагаются через 400—500 м. Достоверность разрезов обеспечивается применением двойного и полуторного перекрытий с малым взрывным интервалом. Последний обычно равен 400 м, но зачастую уменьшается до 200 м, особенно на участках крутого погружения или воздымания поверхности соленосной толщи (Ю. Н. Воскресенский, Я. И. Шульд, 1961; Ф. И. Хатьянов, Я. И. Шульд, В. В. Куряева [1963]; И. А. Мушин, 1963).

Сейсмические материалы тесно увязываются с данными глубокого бурения. После получения положительных результатов предварительных сейсмических работ закладывается глубокая скважина. Вскрытие отложений рифовой фации служит основанием для постановки детальной площадной сейсмической съемки. В этом случае стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов и изучение скоростного разреза осуществляются с помощью скважины. Форма рифового массива и пространственное распределение в нем пористых и плотных зон могут быть уточнены по изучению времени прихода и поглощению упругих колебаний путем проведения скважинной сейсморазведки.

§ 16. Поиски месторождений, приуроченных к пологим платформенным структурам

Поиски пологих платформенных структур в районах, перспективных на нефть и газ, осуществляются комплексом геофизических методов и бурения. Среди геофизических методов главную роль играет сейсморазведка МОВ. В меньшей степени применяются другие модификации сейсморазведки, а также высокоточная гравиразведка и электроразведка. Геологические материалы получают с помощью структурных, параметрических и поисковых скважин.

Пологие структуры располагаются не только внутри платформ, но и в наиболее удаленных от складчатых сооружений центральных частях крупных межгорных впадин, а также на платформенных склонах краевых прогибов. Так, например, основные газовые месторождения Краснодарского края лежат на склоне платформы, обращенном в сторону Азово-Кубанского прогиба. Крупнейшие месторождения Саудовской Аравии, Кувейта, Абу-Дхаби и другие расположены на склоне Аравийской платформы и платформенном крыле предгорного Месопотамского прогиба. Сходные между собой по строению пологие структуры развиты в глубокой Виллюйской синеклизе и прилегающей платформенной части Предверхоанского предгорного прогиба.

Форма, поперечные размеры и размещение пологих структур разнообразны. Поднятия могут иметь округлую либо овальную

форму, иногда образуют вытянутые антиклинали. Примерами первых являются Коробковское месторождение (рис. 63), разведанное в Волгоградском Поволжье, и месторождение Умм-Шаиф, обнаруженное под водами Персидского залива (диаметр этого глубоко погребенного поднятия около 15 км). Ко второй группе структур принадлежит большинство известных месторождений (размеры их колеблются в пределах от 2 × 4 км до 15 × 30 км, составляя в среднем 6 × 10 км). Сильно вытянутые пологие антиклинали, содержащие

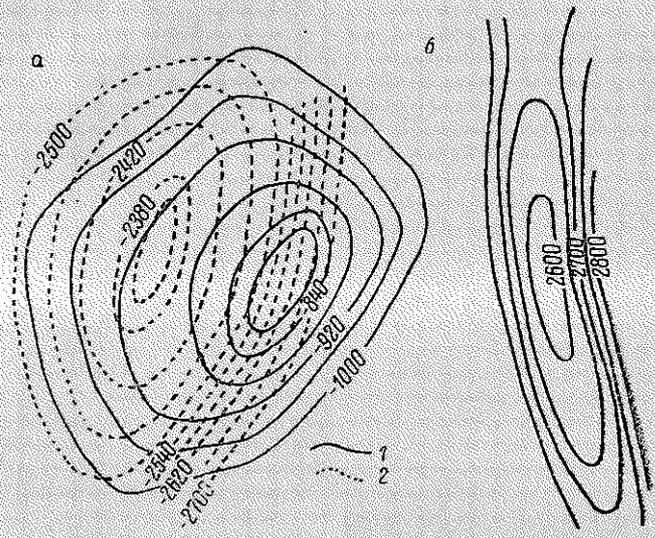


Рис. 63. Типичные примеры платформенных поднятий.
 а — Коробковская структура (стратиграфия: 1 — верейского горизонта, 2 — славовско-любенских слоев); б — Байрам-Алийская структура (стратиграфия юрских (?) песчаников).

залежи, встречаются редко. В качестве примера укажем на уникальное месторождение Гхавар (24 × 240 км), расположенное на Аравийской платформе, а также на крупные антиклинальные складки (Байрам-Алийская — 5 × 35 км, рис. 63, б), выявленные геофизическими методами в платформенной части Туркмении.

Общим для всех рассматриваемых структур является пологое падение крыльев, изменяющееся от долей градуса до 1—2° и весьма редко до 5—7°.

Значительная часть поднятий вытянута вдоль отчетливо выраженных антиклинальных зон (валов) и образует протяженные «цепочки» структур. В пределах Восточно-Сибирской платформы известна Приленская зона складок и другие четко выраженные линейные зоны складок; в Тимано-Печорской нефтегазонасной области — Печорская гряда. Одна из таких антиклинальных зон, заключающая несколько крупных месторождений, протягивается в меридиональном

направлении через центральную часть Восточной впадины Сахарского бассейна. Серия подобных зон, в которые группируются брахиантиклинали, пересекает Мичиганский бассейн.

Наиболее явная приуроченность локальных поднятий к определенным линиям наблюдается в тех случаях, когда локальные структуры осложняют приподнятую часть протяженной флексуры, переходящей на глубине в крупный разлом кристаллического фундамента. На Русской платформе такое соотношение установлено в пределах Большеиньельской, Самаролукской и других линейных дислокаций. Зачастую расположение структур оказывается более сложным. Так, на погребенном своде Немаха (штат Оклахома, США) локальные структуры связаны с кулисообразно расположенными сбросами. Наложение друг на друга тектонических нарушений разного простирания создает еще более сложную картину распределения структур осадочного чехла. Примером служит Саратовское Поволжье, где пересекаются разломы, по которым опущена древняя Рязано-Саратовская впадина, и разломы, ограничивающие Прикаспийскую впадину.

Известны многие платформенные районы, для которых закономерности расположения локальных поднятий не установлены (на первый взгляд они располагаются хаотически).

В настоящее время общепризнана точка зрения, согласно которой локальные структуры осадочного покрова образуются в результате тектонических движений блоков и отдельных мелких глыб фундамента. Напряженное состояние земной коры, вызванное внутренними силами, разрешается деформациями фундамента; подъемы и погружения отдельных блоков создают деформации вышележащих осадочных пород. В связи с длительностью этого процесса деформации осадочных образований чаще всего носят пластический характер. Вместе с тем у наиболее жестких, неподатливых пород, таких как плотные цементированные песчаники, известняки (либо в случае быстрых деформаций), усиливается тектоническая трещиноватость. Как показал Б. А. Андреев [1957], последняя влияет на плотность, скорость распространения упругих волн и ряд других физических параметров горных пород.

В. П. Бухарцев (1963), сопоставивший структурные планы 60 площадей Волго-Уральской нефтегазоносной области, пришел к выводу, что структурообразующие пульсации, движения отдельных мелких блоков фундамента, можно считать следствием более общих пульсаций тектонических напряжений, которые одновременно проявлялись на всей громадной территории.

В стратиграфическом диапазоне от франского (D_3fr) до кунгурского (P_1kg) ярусов показатель соответствия — коэффициент корреляции R — смежных структурных границ трижды достигает минимальных значений, причем снижение идет постепенно, а возрастание резко (рис. 64). Последнее обстоятельство указывает, что развитие структур происходит под влиянием четко выраженных тектонических импульсов.

Установленная В. П. Бухарцевым закономерность, по всей видимости, характерна и для других платформенных областей. Поэтому чем большее число подобных пульсаций тектонических

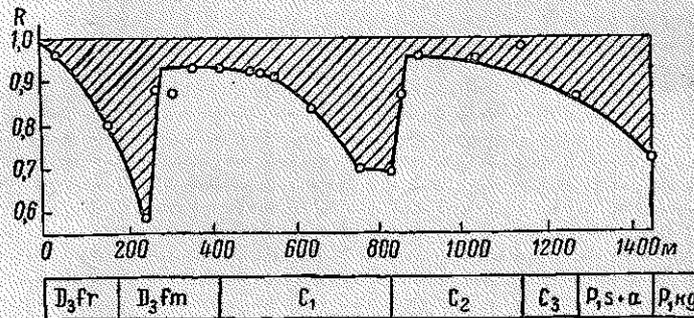


Рис. 64. Изменение коэффициента корреляции R смежных структурных планов в разрезе Туймазинского месторождения (В. П. Бухарцев, 1963).

движений испытала рассматриваемая территория, тем больше вероятность, что на каждой локальной структуре план по верхним горизонтам будет плохо согласовываться со структурным планом по нижним горизонтам. Несоответствие может проявляться в смещении свода структуры по разным горизонтам, выполаживании структуры вверх или вниз по разрезу и других особенностях. В качестве примера на рис. 65 показаны основные типы структурных несогласий Верхне-Ангарских дислокаций.

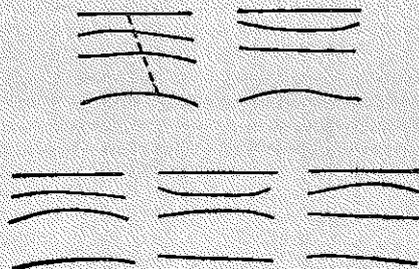


Рис. 65. Типы структурных несогласий в зоне Верхне-Ангарских дислокаций (М. М. Мандельбаум, 1962).

Поскольку пульсации следуют примерно через одинаковый интервал и число возможных пульсаций пропорционально времени, то, следовательно, в платформенных районах, где главное значение в разрезе осадочного покрова имеют сравнительно молодые мезозойские и кайнозойские отложения, можно ожидать более простого изменения структурного плана с глубиной, чем в тех районах, где развиты древние осадочные отложения. Известную роль играет также величина временного интервала между консолидацией складчатого фундамента и основным осадконакоплением. При малом разрыве во времени между этими процессами отмечается более заметная связь структур осадочного чехла со структурами фундамента (А. Л. Явнин, В. Д. Наливкин). Учитывая, что фундамент платформ — хороший объект для изучения его многими геофизическими методами, в первом приближении можно считать, что по

указанным двум критериям степень усложнения поисков погребенных пологих структур геофизическими методами должна возрастать в следующем порядке.

1. Области с молодым (Mz — Kz) осадочным покровом, залегающим на палеозойском фундаменте (Западная Сибирь, Предкавказье, Средняя Азия, Западная Европа и др.).

2. Области с разнообразным по возрасту, но преимущественно мезозойским осадочным покровом, который залегает на древнем фундаменте (склон Аравийской платформы, обращенный в сторону Месопотамского прогиба; склон Русской платформы, обращенный в сторону Предкарпатского прогиба, точнее — платформенный борт прогиба; Вилуйская синеклиза и др.).

3. Области с разнообразным по возрасту, преимущественно палеозойским осадочным покровом, залегающим на древнем фундаменте (Волго-Уральская и Тимано-Печорская нефтегазоносные области, Иркутский амфитеатр, бассейны Северной Америки и Северной Африки и др.).

Наряду с перечисленными обстоятельствами важное значение имеют такие факторы, как контрастность тектонических движений, наличие четких геологических и физических границ и соотношение между этими границами, изменчивость литологического состава и физических свойств горных пород в пределах разновозрастных толщ, наличие и число длительных перерывов в осадконакоплении, влияние на структурные формы неравномерного уплотнения осадков, внутриформационного перемещения масс, отличающихся повышенной пластичностью, и т. п.

Рассмотрим теперь обобщенную физическую модель толщи горных пород, образующих погребенную пологую платформенную структуру, последовательно от наиболее простого варианта к более сложным. Предельный вариант должен учитывать неоднородность осадочного чехла по физическим свойствам и изменение складки по разрезу. Из анализа модели станут ясными методические приемы, используемые при выявлении геофизическими методами пологих структур в нижней части разреза.

Простейший вариант физической модели (рис. 66, а) включает две однородные, но отличающиеся по физическим свойствам толщи горных пород. Граница раздела толщ образует пологое поднятие. В такой идеализированной постановке геофизические методы легко отметят погребенное поднятие и особенности его формы. Должно быть полное подобие между изменениями рельефа границы раздела физических свойств и изменением времени прихода t_0 отраженной сейсмической волны. Аналогичное соотношение получаем для аномалии силы тяжести и продольной электрической проводимости верхней толщи.

Рассмотренный вариант модели, удобный для некоторых теоретических подсчетов, наиболее далек от природы.

Усложним модель и примем, что физические свойства верхней толщи горных пород являются монотонной функцией глубины.

При отсутствии структуры на глубине изолинии физических параметров располагаются горизонтально. Наличие структуры означает деформацию горизонтальнослоистой среды (рис. 66). Будем считать, что вверх по разрезу амплитуда структуры убывает, а форма поднятия остается подобной. При таком варианте физической модели эффективность сейсморазведки, гравиразведки и электроразведки такая же высокая, как и в предыдущем случае. Остается в силе полное подобие между изменением аномальных эффектов и изменением структурного рельефа границы между толщами. Отличие рассмотренного варианта от предыдущего заключается в том, что не только структурное, но и мелкое структурно-картировочное бурение с успехом решит задачу поиска глубоко расположенного поднятия.

При унаследованном подобии структуры по разным горизонтам достаточно иметь простейший репер в верхней части разреза, чтобы по слабым, но уверенным изменениям глубины его залегания установить местоположение глубоко залегающей складки.

Введем следующее усложнение и допустим, что в верхней части разреза появился новый структурный этаж (рис. 66, *в*). Рассмотрим наиболее простой случай его строения, когда горизонтально залегающая однороднослоистая толща обладает свойствами, которые изменяются только в функции от глубины. Толща несогласно перекрывает нижележащие породы.

На изучаемых геофизическими методами аномальных эффектах появление этой толщи, по существу, не скажется. Чтобы успешно использовать структурное бурение, придется существенно увеличить глубину скважин. Это означает, что геофизические методы в данном случае оказываются в более выигрышном положении. Оно мало изменится, если допустить не только монотонное, но и более сложное, в том числе скачкообразное, изменение физических свойств в средней толще. Независимо от того, какому закону будет подчиняться изменение физических параметров с глубиной, наблюдаемые гравиразведкой и электроразведкой эффекты сохранят свое подобие глубокой структуре. Однако при определенных соотношениях параметров не исключена возможность изменения знака эффекта и, как следствие, наличие таких сочетаний параметров, при которых

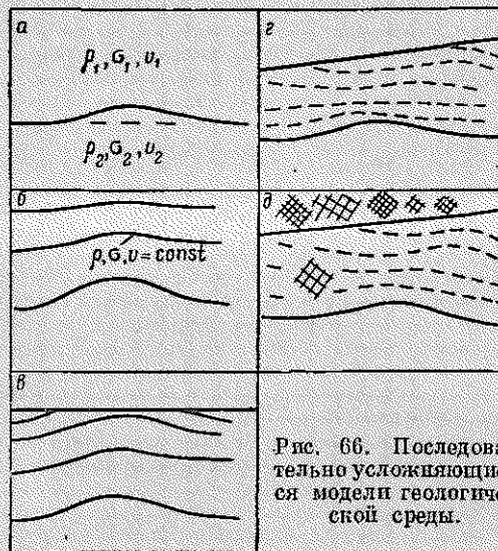


Рис. 66. Последовательно усложняющиеся модели геологической среды.

аномальные эффекты будут очень малы. Сейсморазведка имеет все основания с успехом выявить структуру и установить изменение ее амплитуды с глубиной.

При очень резком различии по физическим свойствам верхней и средней толщ коэффициент отражения, соответствующий границе между ними, будет велик. Значительная часть энергии падающей сейсмической волны будет отражаться и лишь меньшая часть проникнет вглубь и доставит информацию о строении средней толщи.

Следующее усложнение модели (рис. 66, г), которое состоит в том, что структурный план отдельных горизонтов в средней толще существенно (вплоть до инверсии) изменяется с глубиной, исключает из комплекса методов, ведущих поиски глубоко погребенных структур, гравиразведку и электроразведку. Локальные аномалии силы тяжести и электрической проводимости связаны интегральными соотношениями с конфигурацией поверхности и значениями физических параметров отдельных слоев. Интегральный эффект по теореме о среднем может быть заменен эффектом некоторой границы внутри интервала интегрирования, в данном случае где-то внутри толщи осадочных пород. Так как форма структуры существенно изменяется по разрезу, эффективная граница может как угодно сильно отличаться от строения изучаемых глубоких границ.

В рассматриваемом случае исключительная роль переходит к сейсморазведке, способной проследить конфигурацию нескольких самостоятельных границ. За электроразведкой и гравиразведкой сохраняется решение лишь вспомогательных задач. Так, например, предварительное изучение верхней толщи может быть легко осуществлено электроразведкой.

Допуская наличие неоднородностей в толщах горных пород (рис. 66, д), мы еще сильнее приближаемся к действительности. Очень существенно, насколько резко или плавно изменяются физические параметры одного и того же слоя или комплекса пород. Не менее важно, каков диапазон этих колебаний и существуют ли какие-либо закономерности в изменении свойств.

Большая неоднородность верхней толщи пород может так сильно исказить время прихода упругих колебаний, отразившихся на глубоких границах, что настоящие пологие структуры не будут замечены, а выделенные поднятия окажутся ложными. Наиболее решительная мера исключения влияния верхней толщи — приведение результатов наблюдений к подошве толщи. Естественно, эта операция должна выполняться с высокой точностью, иначе сама процедура приведения будет источником ошибок. В случае, когда подошва верхней толщи является отражающей границей, для построения глубоких отражающих горизонтов используется разность времени прихода глубокого отражения и отражения, соответствующего подошве верхней толщи. С точностью, большей, чем точность сейсморазведки, контроль за положением границы между толщами может быть осуществлен только структурным бурением.

Значение бурения особенно возрастает при сложном изменении физических свойств не только в верхней, но и в средней толще пород. Скважины используются для точной стратиграфической привязки геофизических материалов и учета послойного изменения физических свойств.

Наконец, в особо сложных условиях геофизические данные служат лишь для более или менее обоснованной интерполяции тех представлений, которые устанавливаются с помощью бурения.

Учитывая сказанное выше, рассмотрим отдельно методику поисковых геофизических исследований в платформенных районах, принадлежащих по геологическим условиям к одной из двух крупных категорий, отличающихся временем преимущественного осадконакопления, соотношением структурных планов по разным горизонтам и закономерностями изменения физических параметров горных пород по вертикали и в латеральном направлении.

Принятое подразделение в основном соответствует подразделению платформенных областей по принадлежности к молодым и древним платформам, однако не все древние платформы могут быть отнесены ко II категории по табл. 4.

ТАБЛИЦА 4

Критерии подразделения платформенных областей	I	II
Время преимущественного осадконакопления	Мезозой	Палеозой
Перерыв во времени между образованием структур фундамента и структур осадочного чехла	Небольшой	Очень большой
Соотношение структурных планов по разным горизонтам	Умеренная унаследованность	Значительное несоответствие
Изменение физических параметров горных пород с глубиной	Общее возрастание при наличии отдельных скачков	Резкий скачок в верхней части разреза
Неоднородность комплексов горных пород	Умеренная по всему разрезу	Значительная в верхней части, умеренная в остальной

Почти все известные месторождения нефти и газа платформенных областей приурочены к пологим структурам осадочного покрова. Парагеосинклинальные отложения промежуточного структурного этажа развиты далеко не всюду. Эти отложения сравнительно хорошо изучены в Западной Сибири и с меньшей определенностью классифицируются в Средней Азии и особенно в Предкавказье. Ввиду того, что изучению межгорных впадин и краевых зон складчатых областей посвящен § 18, настоящий параграф методические вопросы изучения отложений промежуточного этажа не включает.

Наиболее благоприятная геологическая особенность платформенных областей, выделенных в I категорию, состоит в том, что

в большинстве случаев резкое несоответствие структурных планов по разным горизонтам отсутствует. Так, например, для районов Западной Сибири характерны спокойные пологие поднятия юрских и нижнемеловых пород. С учетом того, что у локальных выступов фундамента намечается выклинивание ряда горизонтов, амплитуда складок сравнительно быстро уменьшается вверх по разрезу. В зонах регионального изменения мощности отложений поднятия вырождаются в структурные носы и моноклинали.

Четкая выраженность по разрезу отмечается у структур Средней Азии и Предкавказья. Платформенные структуры Средней Азии сформировались в основном в результате молодых движений, которые последовали после того, как были отложены осадки. Породы неоген-четвертичного возраста залегают спокойно. Несогласно перекрываемые ими отложения палеогенового, мелового и юрского возрастов более дислоцированы. В ряде районов появляются обладающие заметной мощностью прослойки каменной соли. В таких районах структурные особенности подсольных отложений могут отличаться от особенностей надсольного комплекса.

В основном строение осадочного чехла платформенных областей, отнесенных к I категории, соответствует варианту *с* модели среды (рис. 66).

При сохранении общего подобия структуры с глубиной могут успешно применяться легкие методы — гравиразведка и электро-разведка. В тех областях, где толща осадочных образований имеет границы, на которых скачком увеличивается плотность, что вызвано появлением плотных, в том числе карбонатных пород, на первый план выступает гравиразведка. Эффективность гравиразведки особенно высока в районах с большой мощностью осадочного чехла либо в районах, где имеется промежуточный структурный этаж: чем дальше удалены неоднородные кристаллические породы фундамента, тем более плавные аномалии они создают, эффект локальных структур становится более четким.

В качестве примера рассмотрим результаты поисков структур в одном из районов пустыни Каракумы (рис. 67). По материалам гравиразведки намечены локальные осложнения поля силы тяжести, представляющие интерес для дальнейших исследований. После исключения регионального фона в пределах участка уверенно оконтуриваются два четких максимума, интенсивность которых достигает несколько миллигал. Контрольные сейсмические работы по двум пересекающимся профилям, проложенным через центр основной аномалии, подтверждают наличие поднятия. Амплитуда складки по данным сейсморазведки достигает 350—400 м. Структурное бурение уточнило построения сейсморазведки, относящиеся к верхней части разреза.

Совокупность имеющихся материалов (гравиразведки, сейсморазведки и структурного бурения) служит хорошей основой для дальнейших исследований и заложения глубокой поисковой скважины.

Разделение гравитационного поля на локальную и региональную составляющие во многих случаях совершенно необходимо. К примеру, в районах Устьярта видимое соответствие гравитационных аномалий и известных структур достигнуто после применения метода осреднения с радиусом 20—30 км (Х. Х. Иногамов, Ю. А. Федотов, 1964). Как правило, гравиметрические съемки, выполненные для выявления погребенных структур, должны по своему качеству обеспечивать построение карт аномалий с сечением 0,2—0,5 мгл.

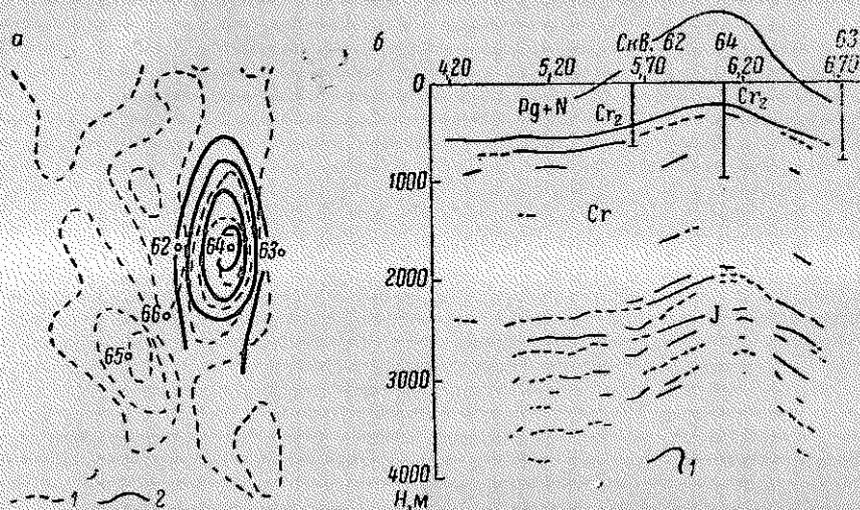


Рис. 67. Сопоставление данных гравразведки, сейморазведки и бурения (В. Г. Коц, 1962).
 а — план: 1 — изолинии локальной аномалии $\delta \Delta g$; 2 — стратиграфические; б — разрез: 1 — Δg_{loc} .

При более грубой съемке (сечение 2 мгл) некоторые структуры пропускаются. Достаточно определенно вырисовываются только наиболее крупные и сравнительно резко выраженные поднятия, сходные с тем, что показано на рис. 67.

Важным условием правильного геологического истолкования аномалий является ясность в представлении о том, какие именно факторы влияют на локальные аномалии. Местное изменение плотности, создающее аномалию, может быть вызвано не только подъемом различающихся по плотности пород, но и послойным изменением плотности в пределах разновозрастных отложений. В совокупности разные причины способны усилить либо ослабить аномалию, может измениться даже ее знак.

Контрольные данные бурения на отдельных площадях должны характеризовать не только структурные формы, но и вариации физических параметров (плотности, скорости).

Очень наглядная картина получается при сопоставлении материалов гравиразведки и сейсморазведки в нефтегазоносном Аквитанском бассейне (западная часть Франции). Рис. 68 показывает карту гравитационных аномалий, построенных в изостатической редукции. Такая редукция сохраняет все местные особенности.

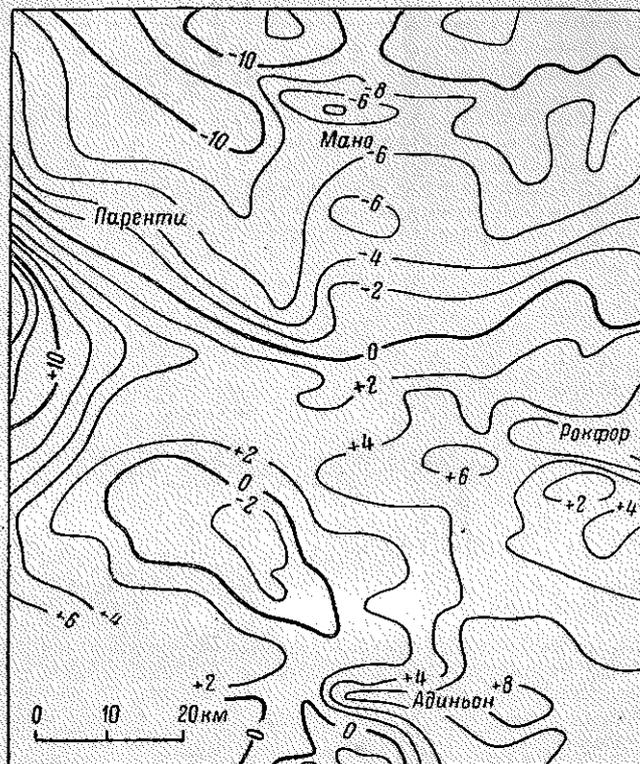


Рис. 68. Карта гравитационных аномалий одного из районов Аквитанского бассейна (К. Айшард, 1963).

характерные для аномалий Буге, однако исключает на основе изостатической гипотезы аномалии, обусловленные глубинным строением региона. Характерный рисунок аномалий силы тяжести, показанный здесь, типичен не только для Аквитанского бассейна, но и для других эоценозойских платформенных областей. Замкнутые изолинии или резкие изгибы изоаномал отмечают известные в рассматриваемой части впадины структуры Манно, Рокфор, Адвильон. Слабее выраженное в структурном рельефе поднятие Гарлиц находит менее четкое отражение в аномалиях силы тяжести.

Рис. 69 убеждает, что между аномалиями силы тяжести и средней скоростью в слое толщиной 1,5 км существует вполне отчетли-

вая связь. Подъем плотных пород вызывает и соответствующее возрастание средней скорости.

Геологические причины, вызывающие связь неглубоко погребенных структур с аномалиями силы тяжести в данном районе, определяют и местные аномалии поля теллурических токов. Рис. 70 показывает результаты электроразведки МТТ на площади, приблизительно соответствующей площади гравиметрической съемки. Оси локальных поднятий уверенно прослеживаются по замкнутым либо резко изогнутым изолиниям поля ТТ.

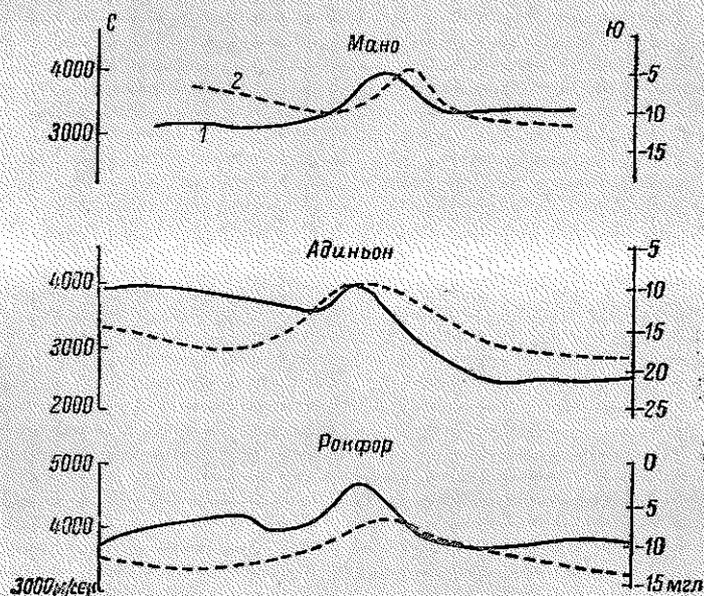


Рис. 69. Связь аномалий Буге (1) и скорости упругих волн (2) в слое мощностью 1,5 км (К. Айнард, 1963).

Благоприятное сочетание условий, создающее предпосылки для применения нескольких легких методов, является скорее исключением, чем правилом. Чаще всего с той или иной эффективностью применяется лишь один из методов. Так, в платформенных районах Средней Азии высокой эффективностью обладает гравиразведка. Районы Западной Сибири более благоприятны для применения электроразведки, чем гравиразведки.

На величину и форму локальных гравитационных аномалий Западной Сибири влияет несколько противоположных по действию геологических факторов. В частности, подъем кристаллического фундамента в зоне антиклинальной структуры (+) сопровождается разуплотнением осадочных пород (-). Изолинии плотности осадочных пород закономерно согласуются со стратонэогипсами, так что центральной части поднятия зачастую соответствует минимум

плотности отдельных комплексов пород. Конкретная величина и даже знак аномалий зависят от того, какой из факторов окажется доминирующим.

Чаще всего материалы гравипроизведки в Западной Сибири используются лишь для общих прогнозов вероятного месторождения зон антиклинальных поднятий по закономерной связи последних с особенностями внутренней структуры фундамента.

С точки зрения геоэлектрических условий разрез Западной Сибири подразделяется на три комплекса (Ю. С. Копелев, 1963).

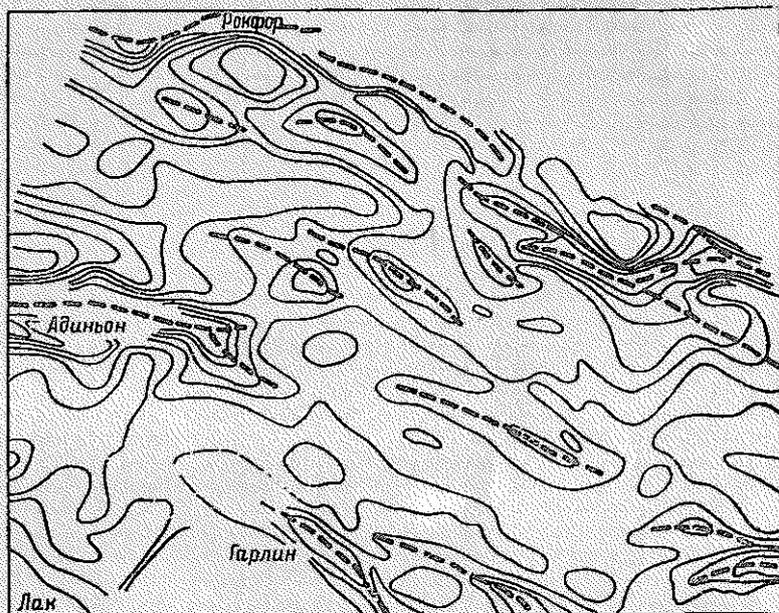


Рис. 70. Результаты применения электрораазведки ТТ (Л. Нордон, 1963).

Верхний (неоген-четвертичный) комплекс обладает переменным сопротивлением 50—100 *ом·м*. Далее следует хорошо проводящая толща, включающая отложения от палеогена до верхней юры. Толща имеет сопротивление 4—5 *ом·м*. Породы фундамента, средней и нижней юры, неодинаковые по электрическому сопротивлению (десятки — сотни *ом-метров*), образуют нижний плохо проводящий комплекс.

Неоднородность верхнего комплекса, особенно возрастающая при наличии многолетней мерзлоты, и некоторая неопределенность стратиграфической привязки опорного горизонта высокого сопротивления не позволяют считать метод теллурических токов основным методом поисков пологих структур. Вместе с тем материалы элек-

троразведки используются не только для региональных построений, но и для ориентировки сейсморазведки при поисках локальных структур.

Для районов Предкавказья характерны поднятия небольшой амплитуды (20—40 м). При хорошей увязке региональных структур и региональных аномалий силы тяжести отмечается гораздо менее четкое соответствие в случае локальных объектов. Структуры малой амплитуды — очень сложный объект поисков для всех методов геофизики (особенно легких). Главную роль при поисках таких структур играет сейсморазведка.

Поисковая сеть сейсмических профилей первоначально имеет размеры ячеек $(5 \div 6) \times (8 \div 10)$ км. В дальнейшем расстояние между профилями уменьшается и на этапе подготовки структуры к глубокому бурению сейсмические наблюдения проводятся по сети примерно 1×2 км в сводовой части и 2×2 км на крыльях. При больших горизонтальных размерах структуры, значительной амплитуде и хорошей прослеживаемости горизонтов такие размеры ячеек вполне удовлетворительны и в ряде случаев могут быть даже увеличены. В менее благоприятных условиях расстояние между профилями существенно уменьшается и плотность наблюдений доводится до 1 км на 1 км².

Глубинные сейсмогеологические условия на молодых платформах в основном благоприятные. Средняя скорость постепенно увеличивается от 1,6—1,9 км/сек в верхней части разреза до величины, в полтора — два раза большей на глубине 3—4 км. Особенно монотонно возрастает средняя скорость в платформенных отложениях Западной Сибири. В районах Предкавказья в разрезе имеются резкие границы с коэффициентом отражения сейсмических волн около 15—20%. Общее число отражающих горизонтов на молодых платформах велико, в зависимости от конкретных условий удается выделить до 10—20 границ. Однако на значительное расстояние прослеживается только небольшая часть устойчивых отражений (рис. 74).

В каждой из крупных областей эти отражения имеют местные обозначения. В Западной Сибири структурные карты строятся по 2—3 опорным горизонтам в отложениях юры и мела. В районах Предкавказья и Степного Крыма условия применения сейсморазведки менее благоприятны. Значительное число кратных отражений, образующихся на резких границах, и сложная интерференционная запись затрудняют выделение полезных волн.

Большое влияние на точность структурных построений может оказать изменение скорости распространения упругих колебаний в плане. Изменения могут иметь локальный и региональный характер. Для учета вариаций скорости в региональном плане требуется большой фактический материал: геологические разрезы и графики сейсмокаротажа по многим скважинам. Для слабо изученных площадей представляется целесообразной не обычная интерполяция скорости, а рекомендуемая Е. А. Козловым (1964) методика

раздельного учета «компрессионной» и «литологической» составляющих вариаций скорости в пределах отдельных комплексов пород.

«Компрессионная» составляющая учитывает изменение пластовой скорости с глубиной при неизменном составе пород. Первые факты, указывающие на такое изменение, были установлены еще в 30-х годах Б. Б. Везерби и Л. Фостом, которые проанализировали материалы о пенсильванской формации (средний и верхний карбон) в центральной части США (С. С. Вест, 1950). В дальнейшем число примеров возросло и были сделаны попытки вывести приближенную аналитическую зависимость $v_{пл}(z)$ для однородных обломочных пород. Именно у обломочных пород «компрессионная» составляющая

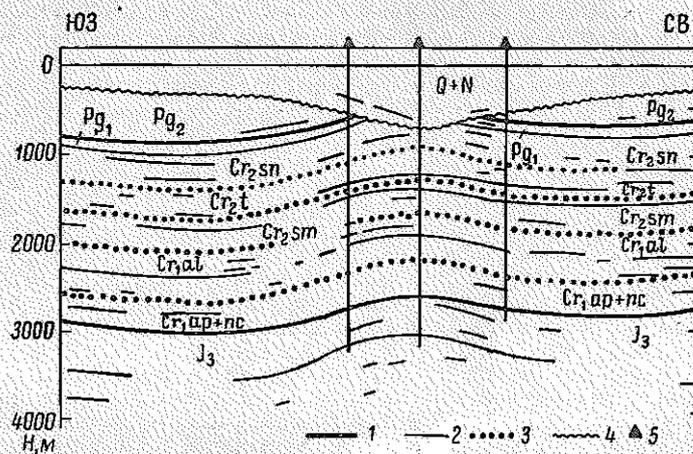


Рис. 71. Сейсмогеологический разрез Байрам-Алпийской структуры (В. В. Гапеев, 1963).

1 — опорные отражающие горизонты; 2 — отражающие площадки и горизонты; 3 — геологические границы; 4 — поверхность размытия; 5 — сивалины.

изменения скорости наиболее значительна. Аналогичные закономерности в отношении карбонатных и галогенных пород установлены менее полно, однако у этих пород возможные вариации скорости за счет изменения давления меньше по величине.

«Литологическая» составляющая учитывает изменения пластовой скорости пород данного возраста при постоянном давлении вследствие изменения их литологического состава.

Значительные локальные вариации скорости для многих районов молодых платформ нехарактерны. В пределах участков сейсмических наблюдений либо отдельных профилей локальные изменения зачастую не учитываются. На участках относительно резких структурных форм такие изменения несомненно проявляются. В случае крупных структур неучет локальных вариаций мало влияет на характер сейсмических разрезов. В сложных условиях при изучении незначительных поднятий следует применять способы учета

скоростной неоднородности, которые широко используются на древних платформах.

Борьба с помехами осуществляется с помощью различных методических приемов, эффективность которых существенно зависит от местных условий. На равнинах Средней Азии, покрытых барханными песками, успехи сейсморазведки в значительной мере обязаны применению одновременных взрывов в нескольких скважинах, что обеспечивает формирование плоского фронта падающей волны. Однако применение этого способа не позволяет контролировать величину эффективной скорости, поэтому полностью отказаться от обычных съемок МОВ нельзя.

Наряду со способом «плоского фронта» широко применяется группирование приборов и другие приемы.

Увеличение глубины исследования перспективных площадей сейсмическим методом потребует новых методов борьбы с помехами: магнитной записи и тщательного анализа характера полезных волн и волн-помех, различных методов корреляции, многократного перекрытия и т. п.

При изучении пологих поднятий принимаются во внимание все признаки, указывающие не только на пликативные, но и на дизъюнктивные формы. Структуры Западной Сибири, как правило, не нарушены крупными разрывами. Однако мелкие тектонические нарушения известны. Наиболее типичны разрывы осадочного чехла для платформенных структур Средней Азии. В частности, сильная нарушенность Ташкудукской и некоторых других структур Бухаро-Хивинской газонефтяной провинции, видимо, является причиной их малой продуктивности. Нарушенные разрывами антиклинальные складки, расположенные вблизи месторождения Газли, значительными запасами газа не обладают.

Обычно тектонические нарушения выявляются по линейной корреляции зон отсутствия отражений на параллельных сейсмических профилях. Этот признак хорошо известен геофизикам всех стран. В частности, такие линейные зоны отсутствия опорного отражения от границы миоцен — мел прослежены румынскими геофизиками, изучающими молодую и подвижную Мизийскую платформу (П. Константиеску и др., 1963). Система меридиональных разрывов, рассекающих мезозойские отложения, является здесь важным элементом тектоники. К таким разрывам могут быть приурочены тектонически экранированные залежи.

Признаком разрыва могут служить также значительные расхождения, которые возможны при увязке превышений сейсмических горизонтов по замкнутым полигонам. Последний признак используется с осторожностью и только при наличии высококачественных полевых материалов (В. В. Ганеев, 1963). Иногда для обнаружения разрывов привлекают наблюдения КМПВ по продольным и неперодольным профилям.

Таким образом, в рассмотренных платформенных областях поиски локальных структур осадочного покрова осуществляются

с помощью гравиразведки, электроразведки и сейсморазведки, а подготовка структур к глубокому бурению и поискам залежей — с помощью сейсморазведки МОВ и другими модификациями. Структурное бурение имеет вспомогательное значение и главным образом уточняет детали структурных карт, построенных по геофизическим данным. Во многих районах оно полностью исключено из комплекса поисковых исследований. Параметрические скважины оказывают существенную помощь при объяснении геофизических данных.

Рассмотрим теперь основные методические приемы, с помощью которых обнаруживаются и изучаются пологие платформенные структуры в областях, характеризующихся наиболее сложными условиями и отнесенных ко II категории (табл. 4). Типичным примером областей с такими условиями являются Волго-Уральская нефтегазоносная область и южная часть Восточной Сибири (Иркутский амфитеатр). Менее четко либо не полностью признаки, характерные для этих областей, отмечаются на других докембрийских платформах, например в Сахаре.

Литолого-фациальные комплексы пород, участвующих в разрезе Волго-Уральской области и Иркутского амфитеатра, имеют много общего. В нижней части разреза, в наиболее погруженных местах, на древнем докембрийском фундаменте залегают отложения, образующие промежуточный этаж. На размытой поверхности пород этого этажа либо непосредственно на кристаллическом фундаменте с несогласием залегают типично платформенные осадки. В нижней части они представлены терригенными отложениями либо переслаиванием терригенных и карбонатных пород и часто содержат крупные залежи нефти и газа. Выше залегает комплекс пород, сложенный преимущественно известняками, доломитами, ангидритами и каменной солью. Толщу сульфатно-карбонатных и галогенных пород перекрывают неоднородные по составу и физическим параметрам терригенные отложения. В Иркутском амфитеатре неоднородный верхний терригенный комплекс развит только на юге. Распределение физических параметров осадочных пород в целом достаточно близко соответствует варианту *g* модели среды (рис. 66).

Особенностью строения, которая сильно затрудняет поиски пологих поднятий в нижней части осадочного чехла, является довольно обычное несоответствие структурных планов по разным горизонтам. Так, в Куйбышевском Поволжье строение многих структур по пермским горизонтам не согласуется со строением глубинных горизонтов девона и карбона: под нечеткими пермскими поднятиями или моноклиналью могут быть скрыты крупные поднятия на глубине. В ряде районов структуры, отчетливо выраженные в карбоне и перми, отсутствуют в терригенном девоне либо сильно смещены в плане. Простираание структур по разным горизонтам может совпадать, а может быть перпендикулярным, как это установлено на некоторых структурах Башкирии и Татарии. Весьма сложное соотношение структурных планов по разным горизонтам залежоза установлено и в южных районах Поволжья.

В отдельных районах Волго-Уральской области при изменении формы складок с глубиной сохраняется неизменным положение их сводов. Как правило, такие структуры приурочены к четко выраженным разломам кристаллического фундамента и нередко располагаются прямо над приподнятой угловой частью блоков кристаллических пород.

Особенно сложная картина наблюдается на юге Восточной Сибири. Типы структурных несогласий показаны на рис. 65.

Следует отметить и то обстоятельство, что в большинстве платформенных районов Урало-Поволжья (кроме Оренбургской области) соленосные отложения перми имеют сравнительно малую мощность и залегают почти согласно с нижележащими карбонатными породами, тогда как в районах Иркутского амфитеатра кембрийская каменная соль залегают на значительной глубине. Находясь под большим давлением других пород, соленосная толща способна испытывать внутриформационные перемещения. Несоответствие структур верхней и нижней частей разреза при этом может быть особенно большим, как это известно на Марковском месторождении.

Существенное несоответствие структурных планов характерно и для других древних платформ. Так, на месторождении Хасси-Мессауд (Алжирская Сахара) структурный план меловых и юрских пород, составляющих значительную часть разреза и представленных переслаиванием известняков, доломитов, песчаников, мергелей и ангидритов, не согласуется со структурным планом кембрийских песчаников, которые располагаются под «карбонатным комплексом» и содержат крупные залежи нефти (Р. Бушон и др., 1961).

Наряду с изменчивостью структурных форм по вертикали большие затруднения вызывает неоднородность литолого-фациальных комплексов осадочных пород по физическим параметрам.

При малых амплитудах структур и сложном распределении физических параметров горных пород рассчитывать на успешное обнаружение погребенных поднятий можно, лишь применяя методы, обладающие высокой разрешающей способностью. Основными методами поисков глубоких структур и подготовки их к глубокому бурению являются сейсморазведка и структурное бурение. Наиболее широко применяется МОВ, в меньшей степени — КМПВ. Значительные успехи и перспективы имеет МРПП. С помощью электро-разведки и гравиразведки выполняются вспомогательные исследования.

Поиски пологих структур ведутся в зонах перспективных с общегеологических положений. Местоположение зон возможных дислокаций предварительно определяется с помощью гравиразведки, магниторазведки, электроразведки и структурно-картировочного бурения на неглубокие горизонты. Поисковые сейсмические профили располагаются на расстоянии от 3 до 5 км. Первоначально проводятся наблюдения по отдельным профилям большой протяженности, затем площадная рекогносцировочная съемка. На участках,

где обнаружены интересные погребенные структуры, выполняются детальные сейсмические исследования.

Расстояние между сейсмическими профилями при детальных работах колеблется в пределах 0,5–1,5 км. Связующие профили располагают через 1–3 км. В случае поисков особенно малоамплитудных поднятий (30–40 м) плотность сети наблюдений может достигать 1,5 км профили на 1 км² площади и даже превышать эту величину на тех участках, где получен материал плохого качества.

Высокая плотность наблюдений не является полным решением проблемы поиска слабо выраженных поднятий. Чаще всего это лишь вынужденная мера, направленная на то, чтобы непрерывно проследить опорные отражающие горизонты, по которым строятся структурные карты. При этом повышается общая надежность исследований, однако этот путь не единственный. Зарубежные геофизики (особенно в США) предпочитают идти по пути повышения общей надежности за счет повышения надежности материала по каждому профилю без резкого увеличения плотности сети профилей. Для этого применяется многократное перекрытие, суммирование записей и другие приемы.

Ввиду того, что верхняя часть разреза весьма неоднородна и обладает сравнительно низкой скоростью, ее влияние на время прихода глубоких отражений весьма значительное. Эффект, обусловленный изменением скорости в верхней толще, превосходит изменение времени прихода глубоких отражений, которые могут быть вызваны наличием глубоко залегающего пологого поднятия.

При обсуждении различных вариантов физической модели отмечалось, что наиболее радикальное средство исключения эффекта верхнего комплекса — приведение наблюдений к его подошве. Наилучшие результаты получаются в том случае, когда непосредственно под неоднородной толщей имеется опорный отражающий горизонт. Методика сейсмических наблюдений при поисках глубоко залегающих структур в сильной степени зависит от условий прослеживания неглубокого опорного отражающего горизонта, который может совпадать с первой жесткой границей либо залегать ниже ее.

Исходя из представлений о глубине до этой границы, выбирают величину взрывного интервала. Обычно расстояние между пунктами взрыва составляет 250–500 м. Параметры группирования выбираются таким образом, чтобы при исключении волн-помех не внести существенных искажений в годографы волн, отраженных от первой границы. В тех районах, где надежное прослеживание первой жесткой границы затруднено (например при глубине залегания этой границы, меньшей 200 м), эффективность сейсморазведки при поисках глубоких структур резко падает.

Значительные вариации скорости в верхней неоднородной толще могут быть исключены с помощью массовых определений эффективной скорости, обработанных статистическими методами. Контроль

за точностью построения этой границы осуществляется с помощью структурного бурения.

Все дальнейшие расчеты, связанные с определением положения и формы глубоких отражающих границ, ведутся от верхней жесткой границы. Физические параметры толщи пород, заключенной между изучаемой и первой жесткой границами, также не остаются постоянными, хотя неоднородность здесь обычно не так велика. Главные факторы, обуславливающие послойную зональность физических свойств, как определяет это природное явление Б. А. Андреев

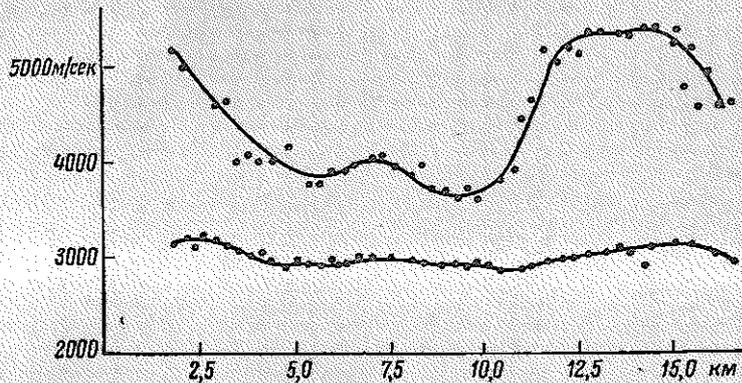


Рис. 72. Кривые изменения пластовой скорости вдоль профиля Юксеево-Солнгамск (А. К. Урупов, 1961).

[1957], — изменение фацального состава отложений, степени их метаморфизма, тектоническая трещиноватость, особенности напряженного состояния и т. д. Основной путь изучения послойной зональности — широкое проведение полевых и скважинных экспериментов, особенно акустического и сейсмического каротажа. Только полноценный по объему и точности экспериментальный материал позволяет установить наличие тех или иных связей и область их проявления.

В качестве примера зональности физических свойств можно указать на результаты изучения скорости в одном из районов Пермской области. Пример этот в некотором отношении исключительный, но тем не менее заслуживает серьезного внимания.

На рис. 72 вычерчены две кривые. Верхняя показывает, как изменяется вдоль профиля пластовая скорость пород, заключенных между отражающим горизонтом в отложениях нижнего карбона и первой жесткой границей. Нижняя кривая характеризует пластовую скорость пород, расположенных между дневной поверхностью и первой жесткой границей. Исключительность примера состоит в том, что обычно неоднородный верхний терригенный комплекс в данном случае обладает сравнительно постоянной скоростью. Тем более отчетливо проступает неоднородность карбонатных пород.

В основе определений пластовой скорости лежат расчеты эффективной скорости, обработанные статистически и проверенные сейсмокаротажем. По заключению А. К. Урупова (1961), послышное изменение скорости с градиентом до 100 м/сек на 1 км, аналогичное тому, которое показано на рис. 72, на ряде структур Пермской области сопровождается изменением плотности и продольного электрического сопротивления пород.

Причинные и ассоциативные связи вариаций скорости с другими признаками, параметрами, явлениями требуют тщательного изучения. Некоторые связи заранее очевидны и требуются только экспериментальная проверка численных коэффициентов. Примером может служить график зависимости средней скорости сейсмических волн в толще карбонатных пород в функции от мощности терригенных прослоев. Другие соотношения могут быть установлены только по большому числу площадей, изученных сейсморазведкой и бурением.

К числу таких корреляционных зависимостей относится выявленная С. В. Крыловым (1961) закономерная связь вариаций скорости и кривизны поверхности карбонатного комплекса в ряде районов Волго-Уральской области. Коэффициент пропорциональности для однотипных структур, расположенных в одном районе, с приемлемой точностью остается постоянным. Введение соответствующей поправки, для которой необходимо знать рельеф поверхности карбонатных пород, способствует повышению точности сейсмических исследований глубоко залегающих границ.

Естественно, косвенные связи, установленные между физическими параметрами мощного комплекса пород и некоторыми характеристиками его поверхности либо поверхностной части, не могут полностью заменить прямые сведения об изменении физических свойств. Эти сведения получают с помощью редкой сети глубоких параметрических скважин. В интервалах между скважинами вероятные изменения физических свойств определяются всеми доступными средствами. В отношении скорости распространения сейсмических волн один из простых путей — совместная обработка и уравнивание определений эффективной скорости по многим парам встречных годографов, имеющих значительную протяженность.

Статистическая обработка с помощью метода наименьших квадратов в разных его вариантах (полномы Чебышева, минимально-квадратическое сглаживание и фильтрация и т. п.) позволяет избавиться от случайных ошибок и установить тонкие особенности изменения скорости (рис. 73). Введение небольших поправок может внести принципиальные изменения в сейсмогеологические разрезы. Первый вариант разреза, при построении которого небольшое, но закономерное изменение скорости $v_{эф}$ не учтено, рисует пологую асимметричную складку. Расхождение с данными бурения достигает десятков метров. Важны не только абсолютная величина расхождений, но и характер вносимых искажений. При учете закономерного изменения скорости улучшилась сходимость с данными

бурения, причем асимметричная антиклинальная складка стала по форме близкой к флекуре.

Сведения об изменении скорости в карбонатной толще С. В. Крылов (1961) получил по семи парам встречных годографов, предварительно приведенных к поверхности карбонатного комплекса. Величины, связанные с эффективной скоростью, аппроксимированы полиномом второго порядка.

Борьба с помехами — понятие гораздо более широкое, чем учет и исключение влияния неоднородного распределения скорости. Большие усилия затрачивают сейсморазведчики, чтобы зарегистрировать отражения от глубоких горизонтов. При решении этой

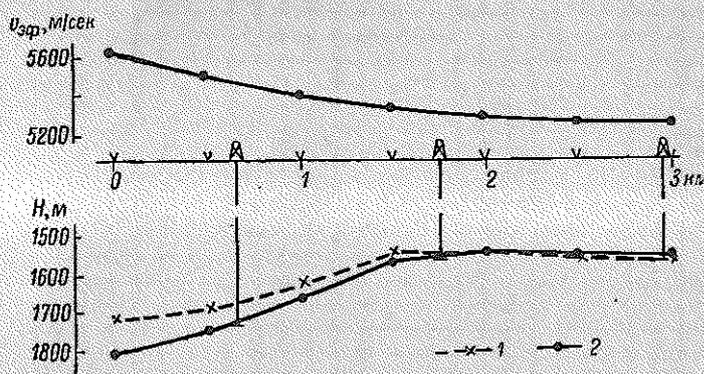


Рис. 73. Разрез, построенный с постоянной (1) и переменной (2) скоростью $v_{ср}$ (С. В. Крылов, 1961).

задачи в помощь сейсморазведке привлекаются другие геофизические методы. Чтобы тщательно выяснить условия возбуждения упругих колебаний и выбрать наилучший интервал заложения зарядов, разрез взрывных скважин изучают с помощью электрического и радиоактивного каротажа. Нередко выполняются микросейсмокаротаж взрывных скважин.

Местоположение сейсмических профилей задается с учетом данных о рельефе первой жесткой границы. В том случае, когда профиль располагается вдоль стратозогне этой границы, прослеживание глубинных отражений улучшается, в меньшей степени проявляется искажающее действие подошвы неоднородной толщи. Для предварительного изучения рельефа первой границы привлекаются материалы электроразведки, полученные методами ВЭЗ и ТТ.

Не останавливаясь на существовании технических проблем, отметим, что в некоторых районах затруднения с регистрацией устойчивых отражений от глубинных горизонтов настолько велики, что различные приемы вроде группирования приборов и взрывов, применения комбинированных смесителей и т. п., не дают желаемого

результата. В таких случаях привлекают другие, более трудоемкие методы исследования.

Наиболее простое, но дорогое решение — использовать вместо сейсморазведки структурное бурение, которое при имеющейся технике освещает геологический разрез до глубины 0,8—1,5 км, редко до 1,8 км. При поисках погребенных поднятий структурные скважины располагаются по профилям. Число скважин в профиле колеблется от 6 до 10, а расстояние между скважинами зависит от поперечных размеров структур, типичных для района, и обычно составляет 4—10 км. Обнаруженные поднятия изучаются структурными скважинами по сетке $(1,5 \pm 2) \times (2 \pm 3)$ км. Нетрудно подсчитать, насколько эти затраты больше, чем затраты на сейсморазведку.

Практически в сложных условиях стремятся комбинировать сейсморазведку и структурное бурение. Наряду с МОВ привлекают и другие, более дорогие, но и более эффективные в данных условиях модификации сейсморазведки — КМПВ и МРНП.

Отсутствие на сейсмограммах систематически прослеживаемых отражений еще не означает, что в разрезе отсутствуют отражающие границы. Просто при современных технических средствах и методических приемах трудно обеспечить надежное прослеживание отраженных волн. Вместе с тем прослеживание волн других типов, в частности головных, может оказаться более простой задачей. Среди большого числа головных волн некоторые уверенно выделяются на больших площадях, в том числе и на таких, где изучение глубинного строения с помощью отраженных волн не было успешным.

В случае применения КМПВ для поисков пологих структур остаются в силе многие положения, установленные для МОВ: построение разрезов по глубоким преломляющим горизонтам ведется от первой жесткой границы. Методика интерпретации, предложенная М. Б. Шнеерсоном [1962] и другими исследователями и основанная на использовании некоторых вариантов разностного способа, позволяет исключить влияние неоднородностей верхней части разреза.

Наблюдения проводятся по продольным профилям таким образом, чтобы обеспечить корреляционную увязку систем годографов опорных преломленных волн. При тщательном выполнении всех требований, обеспечивающих высокое качество полевого материала, удается обнаруживать структуры, амплитуда которых равна или превышает 50 м.

Для уточнения скоростной характеристики разреза в наиболее благоприятных местах выполняются зондирования МОВ. Особый интерес представляют геологические границы, на которых возникают и отраженные, и преломленные волны, регистрируемые при наблюдениях.

Наряду с преломляющими границами в отложениях платформенного чехла изучается поверхность кристаллического фундамента.

Точность изучения этой границы меньше, чем точность изучения вышележащих границ, поэтому по изменениям глубины залегания кристаллического основания могут быть установлены только крупные поднятия.

В бортовой зоне Прикаспийской впадины с помощью КМПВ проводятся поиски структур в отложениях подсолевого комплекса. Сейсмические исследования сочетаются с глубокими структурно-поисковыми скважинами.

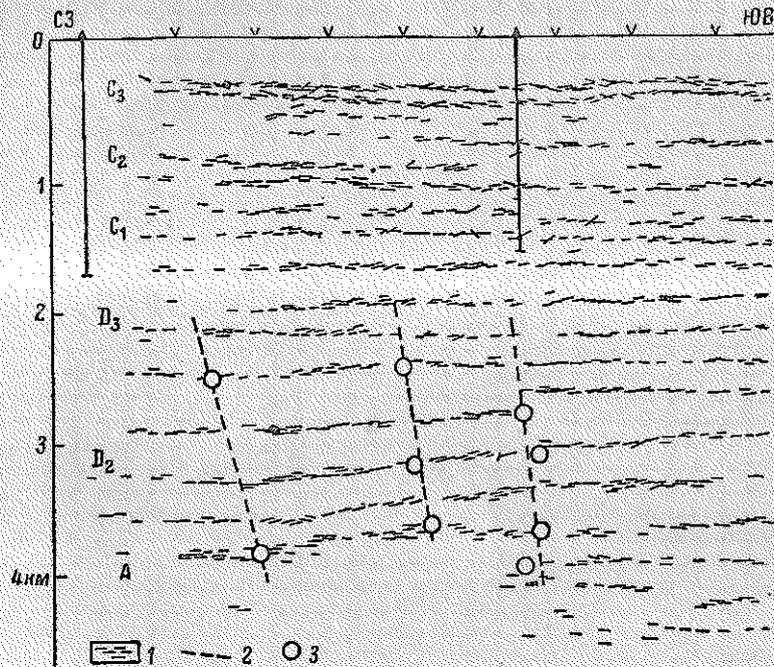


Рис. 74. Сейсмический разрез МРНП (Б. И. Луценко, 1965).
1 — отражающие площадки; 2 — тектонические нарушения; 3 — узлы дифракции.

Весьма перспективно направление поисков и изучения структур в нижней части разреза при сложных сейсмогеологических условиях с помощью комплекса бурения и сейсморазведки МРНП или МОВ, использующего аппаратуру с магнитной записью. С помощью МРНП уверенно прослеживается изменение глубины и формы залегания большого числа геологических границ. Многие из этих границ имеют шероховатую (с точки зрения сейсмоки) поверхность, способную рассеивать сейсмическую энергию в разных направлениях.

По закономерному расположению узлов дифракции определяются зоны разрывных нарушений, с которыми могут быть связаны тектонически экранированные залежи. Типичный разрез МРНП по одному из районов Нижнего Поволжья построен на рис. 74. До применения

МРНИ результаты сейсморазведки при изучении девонских отложений здесь были весьма неопределенны.

Кратко остановимся на поисковых возможностях других геофизических методов, в частности электроразведки и гравиразведки, а также обсудим возможность и целесообразность применения упрощенных систем сейсмических наблюдений типа зондирований.

Применимость того или иного геофизического метода определяется соотношением благоприятных и неблагоприятных геологических факторов. Прежде всего необходимо выяснить, возможно ли районирование изучаемой территории по величине различных факторов, т. е. установить, сохраняется ли в пределах некоторых крупных площадей какая-то однородность условий, пусть даже неблагоприятных. Если такое районирование объективно возможно, несомненно, будут выявлены районы, где неблагоприятные факторы, в целом характерные для платформенных областей рассматриваемой «трудной» категории, будут ослаблены, а благоприятные — усилены.

Даже с учетом того, что несоответствие структурных планов по разным горизонтам является общей чертой, выделяются отдельные зоны, где наблюдается четкое соответствие. Точно так же наряду с очень пологими структурами встречаются тектонические зоны, где развиты относительно резко выраженные структуры, обнаружить которые легкими методами не очень трудно. Установив с помощью районирования зоны относительно более благоприятных условий, можно ставить в них экспериментальные исследования по применению легких методов с явной надеждой на успех. Так, на Русской платформе гравиразведка успешно использовалась для изучения структур в зоне Самаролукской дислокации четверть века назад. Следует отметить, что опытные работы по применению гравиразведки на пологих структурах также относятся к отдельным зонам, выделяющимся на общем фоне благоприятным сочетанием условий.

На структуре, которую Л. Д. Немцов избрал в качестве объекта для выяснения возможностей высокоточной гравиразведки, отчетливо выражено подобие структурных планов горизонтов осадочного чехла (рис. 75). Исключение составляет самая верхняя часть разреза, представленная рыхлыми отложениями, которые заполняют неровности рельефа, образовавшиеся в результате докеенового размыва.

Методические приемы, тщательно отточенные на изученных структурах, весьма важны для постановки производственных работ. Однако прежде всего необходимо районирование территории по геологическим предпосылкам. Поиски одной пологой структуры вовсе не тождественны поискам другой структуры, если они расположены в разных зонах. А именно на предположении тождества условий основаны рекомендации о переходе от опыта к широкой практике.

В равной мере замечание относится к рекомендации поисков пологих структур по локальным минимумам силы тяжести, которые

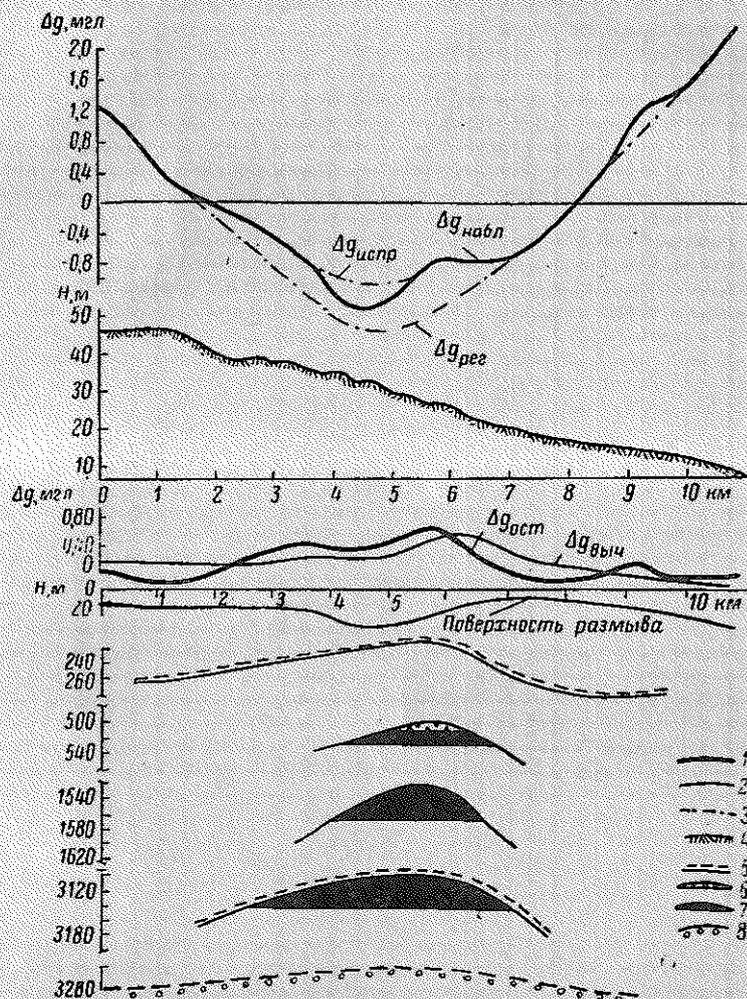


Рис. 75. Анализ и интерпретация результатов высокоточной гравиразведки (Л. Д. Немцов, 1961).

Аномалии: 1 — остаточные; 2 — вычисленные; 3 — региональный фон; 4 — поверхность земли; 5 — границы литолого-фациальных комплексов; 6 — газ; 7 — нефть; 8 — поверхность фундамента.

должны возникать при разуплотнении карбонатных пород вследствие тектонической трещиноватости.

Более сложно решение вопроса о том, в какой мере целесообразно проведение поисков пологих платформенных поднятий значительных

размеров с помощью сейсмондирований. Широко известна работа О. К. Глотова [1962], в которой показана возможность применения методики сейсмондирований, исключаяющей необходимость непрерывного профилирования.

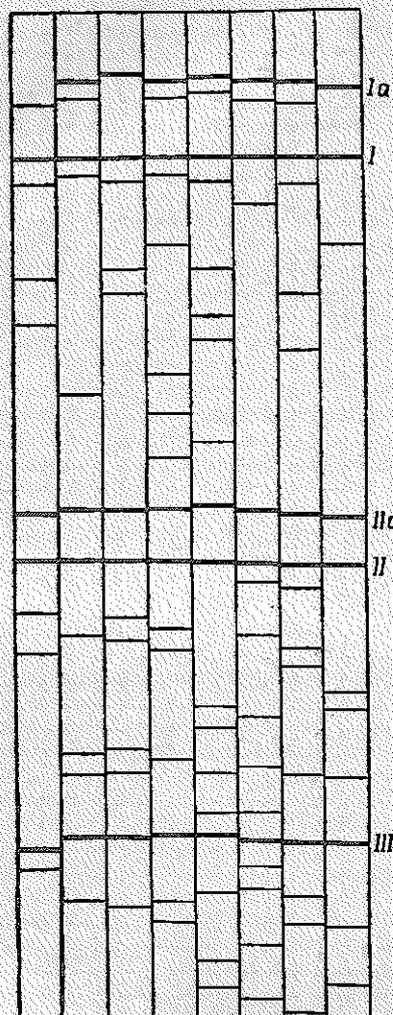


Рис. 76. Примеры сопоставления «колонок» сейсмондирований МОВ [Глотов, 1962].

понятия, причем надежность служит количественной мерой связи между первыми двумя.

О. К. Глотов отмечает, что обширная часть информации, полученной от близко стоящих сейсмоприемников, используется лишь частично при построении сейсмических разрезов. Большая часть

Рис. 76, схематически показывающий корреляцию сейсмограмм, полученных при сейсмондировании, иллюстрирует положение, выдвинутое О. К. Глотовым. Приведем все отражения (Ia, IIa, II, III) к одной поверхности отсчета I и тем самым исключив в значительной мере скоростную неоднородность верхней части разреза, можно по закономерному расположению глубоких опорных отражений установить наличие либо отсутствие глубокого погребенного поднятия. На рис. 76 все зондирования приведены ко времени опорного отражения, приуроченного к границе в отложениях нижней перми. При расположении зондирования вдоль профиля становится заметным наличие структуры в отложениях карбона (опорное отражение II — подошва угленосной свиты) и девона (отражение III). Перебор различных допустимых вариантов расположения зондирований не требует много времени.

Возникает законный вопрос: если можно быстро обнаруживать погребенные пологие поднятия с помощью зондирований, то зачем выполнять наблюдения по густой сети профилей с плотностью 1–2 км на 1 км² площади? Чтобы ответить на вопрос, прежде всего следует осознать точный смысл таких понятий, как возможность, действительность и надежность. Это не абстрактные философские термины, а конкретные

понятия, причем надежность служит количественной мерой связи между первыми двумя.

точек годографа вовлечена в расчеты только через значения эффективной скорости. Построение разрезов чаще всего ведется по значениям нулевых времен (t_0).

Действительно, это так. Но избыточность информации означает повышение надежности, а с надежностью прямо связана вероятность правильного решения задачи. Так как вероятность не может быть больше единицы, то при точных исследованиях дополнительное увеличение количества информации все более постепенно и медленно сказывается на повышении вероятности правильного ответа. Однако при этом закономерно уменьшается риск, связанный с неправильным решением. Увеличение вероятности правильного решения с 0,9 до 0,99 означает возрастание на величину порядка 10%, тогда как риск неправильного решения уменьшается в 9 раз.

Дискретное сопоставление разрезов скважин и дискретное сопоставление сейсмических лент отличаются прежде всего своей надежностью, так как информация о чередовании пластов, которые вскрыты одной скважиной, заключенная в кривых каротажа, в сотни раз превосходит количество информации, заключенной в сейсмограмме, освещающей разрез равной глубины. В этом легко убедиться, воспользовавшись для приближенного подсчета формулой Р. Хартли. Поэтому по надежности дискретная корреляция скважин близка и даже превосходит непрерывную корреляцию сейсмограмм.

Риск, связанный с неправильным решением, ни в работе О. К. Глотова, ни в других геофизических работах никак не оценивается. Между тем такой риск существует. В других областях человеческой деятельности, где величина риска оценивается более твердо (военное дело, строительство и т. д.), уже выработаны определенные правила, критерии надежности, с помощью которых можно определить приемлемость тех или иных решений, методик и т. п. В разведочной геофизике таких правил нет.

Не имея такого правила, попытаемся представить длинную цепь взаимосвязанных элементов, на одном конце которой — поиски месторождений, где-то в середине — тысячекилометровые нефтепроводы, а далее — промышленные центры и международные обязательства. Может ли вся эта последовательность надежно функционировать без риска пустых затрат, если в самом начале ее будут идти сейсмозондирования с дискретной корреляцией? Видимо, нет. Однако последовательность будет надежной, если она станет проще и короче. Это случай первоначального освоения новых территорий при условии, что в освоенных территориях наблюдения выполняются по более надежной схеме.

Рассмотрим, наконец, особенности методики поисков пологих структур в платформенных областях, геологические условия которых не соответствуют ни первой, ни второй категориям, а лежат где-то посередине. Классическим примером является Тимано-Печорская нефтегазоносная область (здесь не рассматривается часть области, соответствующая Предуральскому прогибу). Складчатый

фундамент этой области сложен протерозойскими породами, преимущественно кристаллическими сланцами. Отложения осадочного чехла начинаются с силура. Это означает, что разрыв во времени между консолидацией фундамента и осадконакоплением здесь меньше, чем во многих районах Волго-Уральской области.

В разрезе платформенных образований выделяются чередующиеся между собой терригенные и карбонатные толщи. Таким образом в осадочных породах имеются границы значительного увеличения плотности, вместе с тем общая продольная электрическая проводимость отложений достаточно велика. Для локальных структур Тимано-Печорской нефтегазоносной области характерна умеренная унаследованность структурных планов по разным горизонтам палеозоя.

Совокупность геологических факторов благоприятна для проведения поисков структур легкими геофизическими методами и сейсмо разведкой. Интересные результаты получены с помощью высоко точной гравиразведки и электроразведки методом теллурических токов. Над сравнительно небольшими по амплитуде поднятиями отмечены крупные аномалии теллурических токов, достигающие (по параметру K) десятков процентов.

Детальное изучение погребенных структур ведется сейсморазведкой.

§ 17. Поиски месторождений в областях солянокупольной тектоники

Своеобразным объектом разведочной геофизики являются области солянокупольной тектоники. С геологической точки зрения эти области равномерного и достаточно быстрого погружения. Отложение соли характерно для отрицательных структур геосинклинальных и платформенных областей. Примером первых являются Предуральский и Предкарпатский краевые прогибы, вторых — Днепровско-Донецкая, Прикаспийская, Северо-Германская впадины в Европе, область Галф-кост и Пермский бассейн в Северной Америке, бассейны Анголы и Габона в Западной Африке, кембрийский бассейн в пределах современного Иркутского амфитеатра в Восточной Сибири. Отложения каменной соли и проявления соляной тектоники установлены также на севере Сибири (Нордвик), в Туркменской ССР (Репетек), в центральных районах Ирана, в Ираке (район Басры) и многих других регионах мира.

Обладая в целом повышенной мощностью осадочных пород (в Прикаспийской впадине 10—15, на западном побережье Африки 10, в Мексиканском заливе 6—10 км), области солянокупольной тектоники характеризуются особыми перспективами в отношении нефтегазоносности. Так, предполагается, что область Галф-кост в мелководной части и на побережье Мексиканского залива содержит примерно две третьих запасов газа США (Л. В. Каламхаров, 1962). В связи с быстрым ростом потребностей в нефти и газе освоение

месторождений, залегающих на больших глубинах, станет делом недалекого будущего.

В солянокупольных областях имеются залежи разных типов. Крупные залежи содержат погребенные поднятия, располагающиеся над соляными куполами. Однако особенности поисков таких пологих поднятий во многом сходны с особенностями поисков пологих платформенных структур, созданных перемещениями блоков фундамента (см. § 16). В настоящем параграфе главное внимание уделяется специфическим особенностям, присущим именно солянокупольным областям.

В составе соленосных толщ главное значение имеет каменная соль. Калийно-магнезиальные соли, гипсы, ангидриты, глины обычно представлены отдельными прослоями и имеют подчиненное значение. Изменение суммарной мощности прослоев ангидритов, глин и других пород сказывается на изменении усредненных значений физических параметров соленосной толщи, изучаемой геофизическими методами (рис. 77).

Каменная соль — основной компонент соленосных отложений — обладает своеобразными физическими свойствами. Главная особенность соли в сравнении с другими образованиями — повышенная пластичность. В табл. 5 сопоставлены физические параметры каменной соли и других горных пород (по данным Б. Гутенберга, 1963).

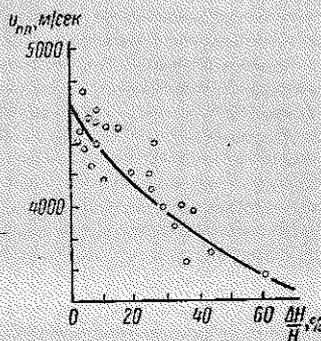


Рис. 77. Изменение пластовой скорости $v_{пл}$ в соленосной толще в зависимости от относительного содержания $\Delta H/H$ терригенных пропластков (Л. С. Маркузе, 1960).

ТАБЛИЦА 5

Порода	Плотность, ρ , г/см ³	Скорость распространения упругих волн, км/сек	Пористость, %	Вязкость, пз
Каменная соль	2.15—2.2	4.5—5.2	—	10^{18}
Песчаник	2.1—2.5	2.5—4.0	5—20	10^{22}
Известняк	2.4—2.7	3.5—6.0	2—15	—
Глина	2.1—2.4	1.7—2.8	20—40	—

Калийно-магнезиальные соли (карналлит, бишофит) еще более пластичны, чем каменная соль. Наиболее жесткая порода соляных толщ — ангидрит.

В зависимости от величин напряжений и скорости изменения последних могут наблюдаться не только пластические деформации соли, но и разрывы, распространяющиеся на большую глубину.

Свое наименование области солянокупольной тектоники получили вследствие своеобразных тектонических форм, образующихся при взаимодействии соли с вмещающими терригенными породами.

Высота подъема соли возрастает с увеличением общей мощности соленосных отложений. Поскольку последняя закономерно уменьшается при движении от центра крупных впадин к периферии, в этом же направлении изменяется и форма куполов. В краевых частях встречаются простые структуры, недоразвитые купола. В зонах линейных дислокаций фундамента образуются вытянутые соляные антиклинали и валы.

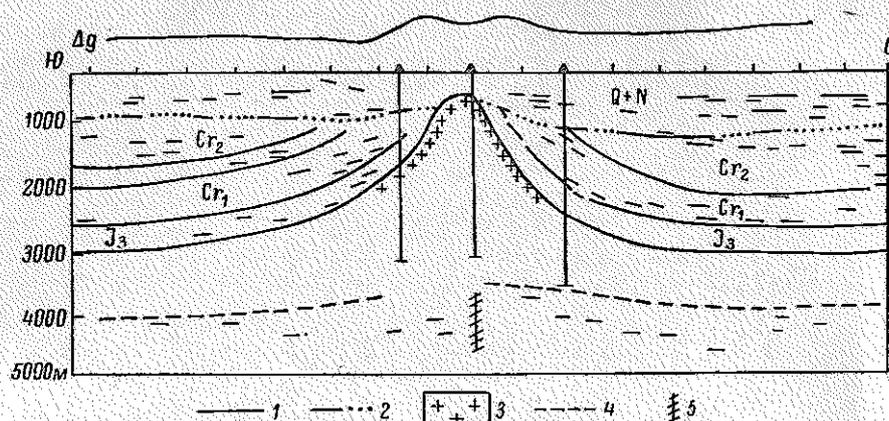


Рис. 78. Сейсмогеологический разрез Репетекской структуры [Гапеев, Гейман, 1963].

1 — стратиграфически определенные сейсмические горизонты; 2 — поверхность размыта; 3 — граница соляного ядра; 4 — поверхность подолевых отложений; 5 — тектоническое нарушение.

На рис. 78 построен разрез через Репетекскую структуру, расположенную на юго-востоке Туркмении. Структура приурочена к зоне регионального разлома и в значительной степени вызвана подъемом масс соли. Протяженность структуры — первые десятки километров, амплитуда — многие сотни метров, углы наклона — десятки градусов.

Солянокупольные структуры классифицируют в соответствии с рядом признаков, таких как форма соляных массивов, глубина их залегания, тектоническое взаимоотношение с надсолевыми отложениями. По мере расширения исследований привлекаются также материалы, показывающие соотношение структур фундамента и осадочного чехла.

В районах солянокупольной тектоники выделяют несколько структурных этажей. Как правило, верхний этаж образуют слабо дислоцированные, почти горизонтально залегающие отложения. К следующему структурному этажу относятся сильно дислоцированные отложения и прорывающие их соляные купола. В строении

ряде районов выделяется не одна, а несколько соляных толщ, обладающих своими особенностями структурного плана. В строении нижнего структурного этажа принимают участие комплексы подсолевых отложений. Подстилающий его структурный этаж, изучаемый геофизическими методами, сложен толщей кристаллических пород фундамента и глубинных слоев земной коры.

Выше отмечалось, что ввиду сложности и разнообразия геологических условий в солянокупольных областях встречаются залежи нефти и газа, относимые к разным типам, что определяет и разнообразие геофизических методов. В районах сравнительно неглубокого залегания подсолевых горизонтов промышленные залежи могут быть приурочены к крупным поднятиям подсолевых пород и к зонам регионального выклинивания отложений. Там, где толща соли залегает на большой глубине, представляют интерес залежи, приуроченные к краевым частям куполов и межкупольным структурам. Известное значение имеют залежи, экранированные многочисленными сбросами, а также созданные стратиграфическими несогласиями.

Исходя из закономерной приуроченности залежей нефти и газа к определенным геологическим структурам, геофизические методы в областях солянокупольной тектоники применяются для решения следующих задач:

- а) поиски соляных куполов;
- б) детальное исследование формы соляных куполов и соотношения их с вмещающими породами;
- в) поиски и изучение межкупольных структур;
- г) выяснение условий залегания подсолевых отложений и поиски глубоко погребенных структур.

Рассмотрим последовательно, какими средствами и с какой эффективностью выполняются эти исследования.

ПОИСКИ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

Обычно соляные массивы обладают плотностью, меньшей, чем плотность вмещающих пород. С увеличением глубины залегания массива перепад плотности возрастает, поскольку плотность каменной соли с увеличением давления изменяется незначительно, а терригенные отложения при погружении уплотняются. Отражение крупных соляных штоков в аномалиях силы тяжести настолько характерное, что задача поисков соляных поднятий решается гравиразведкой, по существу, однозначно. Соляным куполам соответствуют минимумы силы тяжести, имеющие округлую или овальную форму. Изменение аномалий силы тяжести при переходе с купола в межкупольную зону достигает 5—30 мгл.

Типичную картину распределения аномалий гравитационного поля показывает рис. 79, на котором изображены результаты рекогносцировочной съемки в одном из районов Мексиканского залива. Чередование приблизительно одинаковых по линейным

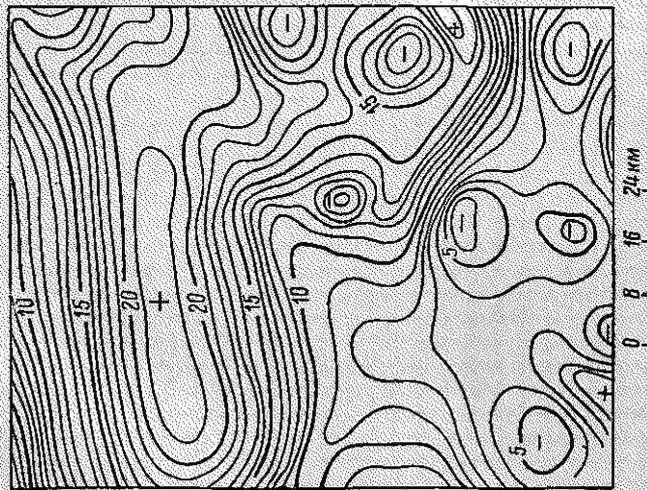


Рис. 79. Результаты реконструированной гравиметрической съемки в одном из районов Мексиканского залива (Г. Кортец и Р. Гелл, 1956).

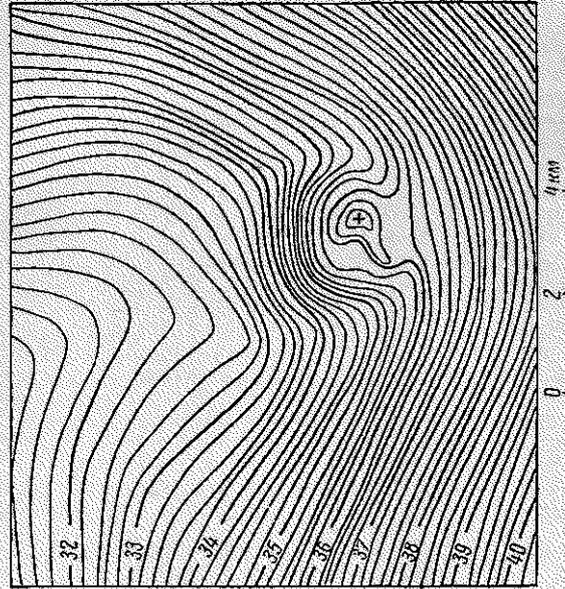


Рис. 80. Детальная гравиметрическая съемка в зоне соляного массива (Г. Кортец и Р. Гелл, 1956).

размерам и интенсивности минимумов и максимумов силы тяжести отражает распределение куполов и межкупольных зон. Полоса примерно параллельных изоаномал соответствует зоне погружения осадочных горизонтов. При детальной гравиметрической съемке более точно определяются местоположение и особенности формы купола (рис. 80).

С помощью гравиметрической съемки в Прикаспийской впадине и под дном Каспийского моря обнаружено множество соляных куполов. Большое число соляных диапиров выявлено в Предуральском прогибе, Днепровско-Донецкой впадине и других местах.

Наличие отрицательных аномалий силы тяжести над соляными массивами является общей закономерностью, однако при определенных геологических условиях поднятие пород над соляным штоком может отмечаться положительной аномалией либо совсем не отмечаться. Такое соотношение наблюдается, когда в соленосной толще широко представлены гипсы и ангидриты либо когда размеры соляного ядра малы и сравнимы с глубиной его залегания, поэтому на величину аномалии главное влияние оказывает распределение плотности в верхней части разреза. В качестве примера рассмотрим результаты гравirazведки на юго-западе Франции. Здесь в пределах наиболее погруженной части впадины, вытянутой вдоль Пиринеев, развиты антиклинальные складки, в ядрах которых установлены соляные диапиры. Породы, которые вмещают соль (преимущественно флишевые отложения), образуют крупные поднятия, для которых характерно сравнительно простое строение в верхней части и сложное, нарушенное сбросами, на глубине. Перекрывающие флиш известково-мергелистые отложения обладают повышенной плотностью и переменной мощностью. Над сводами поднятий они зачастую отсутствуют.

Как показывает график локальной аномалии силы тяжести над газовым месторождением Сен-Марсе (рис. 81), сочетание противоположных эффектов дает невыразительную картину. Эффекты эти таковы: наличие соляного ядра (—) и куполообразного поднятия флишевых отложений (+), отсутствие в своде поднятия известково-мергелистых пород (—). После привлечения дополнительных данных и учета гравитационного влияния толщи известняков и мергелей остаточная аномалия силы тяжести отчетливо показывает максимум местоположение складки. Положительные аномалии отмечают соляные поднятия на востоке Ренетекской зоны Туркмении и в ряде других мест.

Не менее четко выявляет соляные структуры сейсмическая съемка, однако стоимость работ в пересчете на одну структуру обычно значительно выше, чем стоимость гравirazведки. Сейсмозазведку целесообразно привлекать для поисков не крупных и глубоко залегающих куполов в районах высокой перспективности на нефть и газ.

Не с каждым куполом ассоциируются промышленные залежи. Так, на Южной Эмбе лишь одна четверть куполов содержит залежи

в отложениях мезозоя (В. Л. Березовская, 1964). Примерно такое же соотношение продуктивных и непродуктивных куполов, разрушенных во впадине Восточного Техаса (США), тогда как в прибрежной равнине Техаса и Луизианы продуктивны почти все купола, выявленные геофизическими методами и детально изученные бурением.

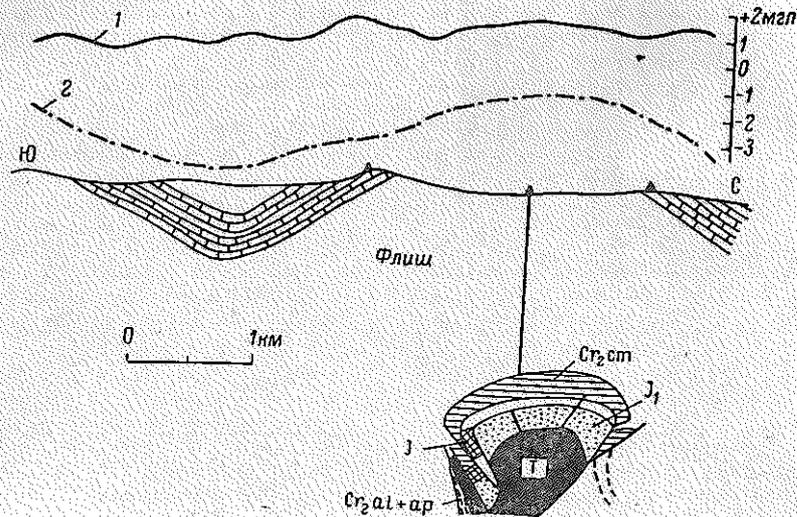


Рис. 81. Геологический разрез и график аномалий Δg над газовым месторождением Сен-Марсе [Nordon, 1959].

1 — остаточная аномалия Δg ; 2 — аномалия, исправленная за влияние толщи известняков и мергелей.

Для многих геологических регионов на территории СССР задача поисков соляных куполов в значительной мере решена.

ДЕТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ И СООТНОШЕНИЯ ИХ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Детальное представление о строении соляных куполов получают с помощью сейсморазведки, высокоточной гравиразведки и бурения. Вспомогательное значение имеют электроразведка (изучение наиболее спокойных форм рельефа поверхности соли), магниторазведка (по мозаичным аномалиям в тех случаях, когда соляной купол раскалывается на отдельные глыбы вышележащие эффузивные породы), эманационная (исследование зон дробления, перекрытых маломощными наносами) и аэрофотогеологическая съемки в отдельных районах.

Применение сейсморазведки МОВ позволяет достаточно ясно представить условия залегания пород, перекрывающих соляной массив и залегающих в стороне от него, особенно при простых и спо-

койных формах залегания поверхности соли (рудиментарные купола). Месторождения подобного типа (Прорва, Буранкуль и др.) обладают значительными запасами нефти и газа. В известной степени аналогами таких месторождений являются некоторые месторождения Южного Ирака и ряда других районов бассейна Персидского залива, где пологие поднятия над соляными куполами обнаружены сейсморазведкой и бурением.

Участки, где поверхность соли залегает на небольшой глубине и вследствие многочисленных разрывов имеет сложное строение, составляют исключение. В этих условиях применяется структурное бурение, иногда в сочетании с детальной гравirazведкой, тогда как за сейсморазведкой сохраняется задача изучения окружения купола.

Как правило, в районах со сходной историей геологического развития отмечаются общие либо близкие в стратиграфическом отношении опорные отражающие сейсмические границы. Так, в пределах Прикаспийской и Северо-Германской впадин, где развиты соли пермского возраста, а перекрывающие соль отложения образовались в течение мезозоя и кайнозоя, первый опорный отражающий горизонт совпадает с подошвой третичных отложений. Средняя скорость распространения сейсмических волн в третичных породах увеличивается по мере возрастания мощности от 1,8 до 2,2 км/сек. Такова же приблизительно скорость распространения упругих волн в одновозрастных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Здесь осадки палеогена и неогена нередко выполняют мушлы, приуроченные к центральной части соляных куполов.

С отложениями мела и юры также связаны четкие отражающие горизонты. В Днепровско-Донецкой впадине не всегда удается дать им определенную стратиграфическую привязку, стратиграфическое положение отражений может изменяться от площади к площади. В этих условиях иногда прибегают к структурным построениям по условным горизонтам. В Урало-Эмбенской области для характеристики структуры мезозойских отложений используют опорный отражающий горизонт, приуроченный к поверхности юры.

Следует иметь в виду, что определенная стратиграфическая приуроченность горизонтов не означает постоянства физических параметров перекрывающих пород. Нельзя распространять на большие расстояния данные о скорости в надсолевых отложениях. При поисковом бурении на западе и в центре Прикаспийской впадины было обнаружено расхождение с данными сейсморазведки на 20—30% (М. С. Арабджги и др., 1962). Недопустимые расхождения объясняются тем, что использовались сведения о скорости распространения волн в пермо-триасе и кунгуре, полученные в Южно-Эмбенском районе. В разных районах Прикаспийской впадины одновозрастные отложения отличаются литологией и физическими параметрами.

Корреляция сейсмических горизонтов, залегающих с небольшими углами наклонов, не вызывает затруднений. На участках

осложненной поверхности соли и других пород уменьшают длину взрывного интервала и прибегают к другим приемам повышения надежности материала (профилирование с двойным перекрытием и т. п.).

Поверхность соли прослеживается сейсморазведкой не повсеместно. Вблизи контакта терригенных пород с крыльями купола отражения теряются. Этот качественный признак контакта в равной мере надежно проявляется в полупустынях Южной Эмбы и вблизи Берлина. Точность определения места контакта и его особенностей на основании такого признака невелика. Между тем для поисков залежей, имеющих небольшие размеры, крайне важно определить с высокой точностью именно крутые склоны соляных массивов, а также отдельные выступы соли вблизи боковых границ. Для решения этой задачи используют высокоточную гравиразведку, а чаще — сейсмические исследования, основанные на специальных приемах. Сущность таких исследований в большинстве случаев сводится к тому, что сейсмические колебания, которые отражаются или преломляются на глубоких горизонтах, направляются на соляной массив. Последний проявляется в поле скоростей как инородное тело. Фронт сейсмической волны, который на своем пути пересекает соляной шток, достигает дневной поверхности и сейсмических приемников гораздо раньше, чем фронт той же волны, не пересекающий соляной массив. При наличии глубокой скважины успешные результаты получают, анализируя картину прохождения прямых волн сквозь соль и вмещающие породы.

Рассмотрим более подробно различные способы изучения формы массивов.

В ы с о к о т о ч н а я г р а в и р а з в е д к а

Гравиметровая съемка выполняется по сети пунктов, равномерно распределенных на площади или профиле. В последнем случае наблюдения проводятся с малым шагом перемещения прибора (100—200 м). Погрешность определения аномалии составляет примерно 0,1 мгл. Высокие требования к точности объясняются тем, что интересные с точки зрения поисков залежей детали строения купола проявляются в малых изменениях силы тяжести при сравнительно больших градиентах.

Имея такие отправные данные, как глубина залегания поверхности соли в пределах вершины купола, перепад плотности между различными комплексами пород, структура поверхности отложений над штоком, можно выяснить, где располагаются боковые грани массива, с какой стороны падение граней более крутое, каковы наиболее вероятные углы падения и т. д. Тем самым определяются общие черты формы соляного массива, а также его вертикальная мощность.

Особенность количественных расчетов состоит в том, что следует учитывать значительную ограниченность тела по простиранию, а в ряде районов — изменение избыточной плотности с глубиной.

На рис. 82 показаны результаты интерпретации геофизических данных на одном из куполов. Верхняя часть штока изучена сейсморазведкой. Материалы гравиразведки позволяют утверждать, что амплитуда поднятия соли достигает 3—4 км, причем погружение одного крыла массива крутое, а другого — пологое. Экстремумы горизонтального градиента силы тяжести отмечают начало погружения соли.

Недостатком гравиразведки является не всегда удовлетворяющая поисковое бурение точность структурных построений. С глубиной неопределенность конфигурации соляных массивов возрастает.

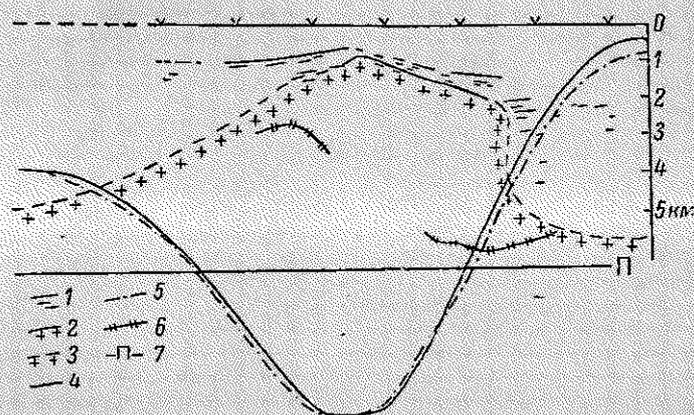


Рис. 82. Результаты совместного применения гравиразведки и сейсморазведки при изучении соляного купола (Л. Э. Ли, 1963).

1 — отражающие площадки, поверхность соли по данным; 2 — гравиметрическая; 3 — сейсмическая; аномалия Δg ; 4 — исходная; 5 — подобранная; 6 — аномалия $\frac{\partial g}{\partial x}$; 7 — подсолевой горизонт.

По этой причине стараются привлекать детальную гравиразведку для возможно полного изучения особенностей рельефа соли в верхней части купола. Особенно эффективно применение гравиразведки при наличии неглубоко залегающей поверхности соли, осложненной отдельными резкими выступами. Местоположение выступов наглядно проявляется на картах остаточных аномалий. Выделенные локальные аномалии могут быть связаны не только с выступами и погружениями соли, но и с зональным распределением кепрока, плотностной и структурной неоднородностью перекрывающих пород и другими причинами. Далеко не во всех районах каждому локальному выступу соответствует нефтяная залежь. Тем не менее детальная гравиразведка дает ценную информацию для ориентировки последующих сейсмических и буровых работ.

Подсолевые отражения

Геологические границы внутри пород, образующих подсолевое ложе, во многих районах хорошо отражают упругие волны. На

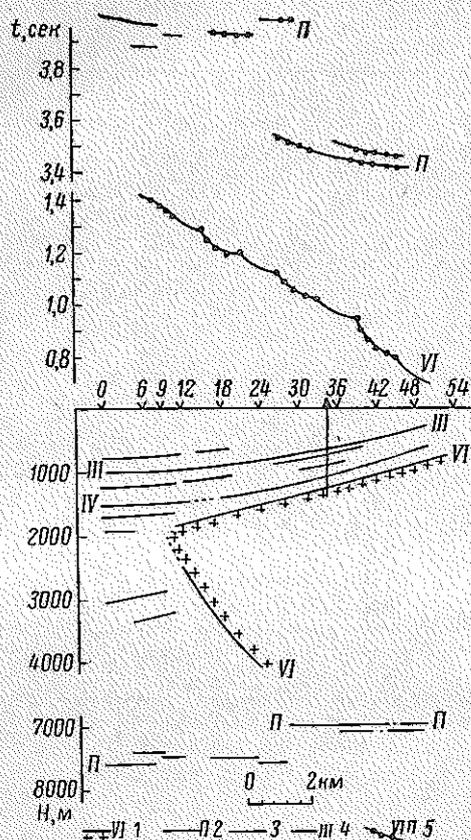


Рис. 83. Результаты изучения склона соляного купола с помощью подсолевых отражений (Н. И. Тумилович и И. М. Шутин, 1960).

1 — поверхность соли; 2 — подсолевой горизонт; 3 — отражающие площадки; 4 — опорные отражения; 5 — годографы.

установить конфигурацию боковых граней соляного массива. В ряде случаев она оказывается сравнительно простой, в других — не удается согласовать наблюдаемые материалы с разрезом без представления о подвернутом крыле купола (рис. 83). Описанная методика построения разрезов основана на использовании системы увязанных между собой коротких годографов. Усовершенствование

ограниченных участках залегание подсолевых пород в первом приближении может быть принято горизонтальным. Исключение составляют зоны крупных тектонических нарушений. Как отмечают Н. И. Тумилович и И. М. Шутин (1960), работа которых принята за основу при изложении вопроса, время регистрации отражений от глубинных горизонтов зависит главным образом от мощности соли и вмещающих пород. Резкое погружение поверхности соленосных отложений вызывает уменьшение средней скорости распространения упругих волн до подсолевых горизонтов.

Если на каком-то участке сейсмического профиля выявлены отражения и от поверхности соли, и от подсолевых границ, можно определить в этих точках глубину залегания изучаемых границ. При переходе к крутым крыльям куполов отражения от соли теряются, тогда как отражения от подсолевых горизонтов по-прежнему следятся. Считая, что причина изменения времени регистрации отражений — погружения и подъемы поверхности соли, можно

методики идет по пути применения удлиненных годографов воли, отраженных от подсолевых горизонтов (А. Г. Гишодман [1963]; В. Т. Троянский, 1964).

Основная причина перехода к анализу удлиненных годографов — условия регистрации подсолевых отражений. Опыт работ в юго-западной части Прикаспийской впадины показывает, что, располагая пункт взрыва в сводовой части купола либо по разные стороны от его склона, можно проследить волну, отраженную от подсолевого горизонта, на расстояние от 7 до 24 км. Ближе к пункту взрыва выделение этой волны осложнено волнами других типов. Эффективность методики такова, что протяженность проекции границы соляного тела на дневную поверхность достигает 70—90% длины зарегистрированного годографа.

Описанная методика применима не во всех условиях: в ряде районов солянокупольной тектоники подсолевые отражения следятся спорадически. Имеются препятствия и принципиального характера — иногда заведомо известно, что рельеф подсолевых отложений сложный. В Припятском прогибе основной задачей геофизических методов является изучение структур в подсолевых отложениях.

Преломленные волны

Сейсморазведка КМПВ используется для освещения формы верхней части соляных массивов и их краевых частей. На примере одного из куполов Днепровско-Донецкой впадины, детально изученного всеми методами сейсморазведки и бурением, рассмотрим возможности КМПВ.

Как отмечают Ю. Б. Демиденко и Е. П. Пуздровский (1962), материалы которых использованы для дальнейшего изложения вопроса, важное значение для полноценной геологической интерпретации имеют динамические особенности упругих колебаний. Продольный профиль КМПВ, заданный через предполагаемый центр купола, позволил установить его границы и наметить положение системы радиальных профилей для детального изучения массива. Первая преломляющая граница в районе исследования совпадает с поверхностью кепрока — плотной брекчии, имеющей длабазовый и известково-глинистый состав. Другие границы залегают на большей глубине.

Пункты взрыва располагались на удаленном расстоянии от штока с таким расчетом, чтобы вблизи него первой вступала преломленная волна, соответствующая границе, залегающей на глубине 2—2,5 км. На своем пути эта волна проходит через соляной массив. Условия прохождения волны прямо связаны с формой массива, наличием и расположением тектонических нарушений и другими особенностями. Изменения интенсивности упругих колебаний, сопровождающиеся разрывом годографа — скачкообразным изменением времени регистрации упругих колебаний, четко обрисовали тектоническое нарушение кольцевой формы, отделяющее внутреннюю

часть штока от приподнятых краевых частей. Сходным образом проявили себя края штока.

На рис. 84 показаны динамические годографы и разрез купола. Для сопоставления построена часть годографа неперодного про-

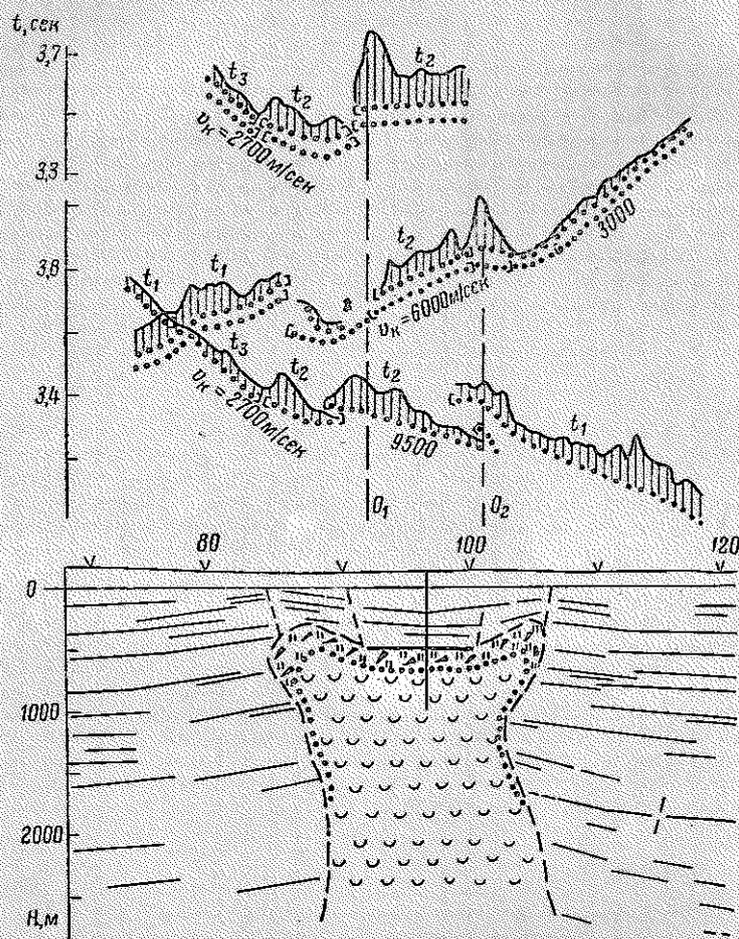


Рис. 84. Динамические годографы сейсмических волн и разрез соляного купола (Ю. Е. Демиденко и Е. П. Пуздровский, 1962).

t_1 — преломленная волна, характеризующая границу в отложенных палеозое в приштоковой области; t_2 — та же волна, прошедшая через шток; t_3 — дифрагированная волна.

филя, наблюдения на котором также установили резкие изменения волновой картины на границах участков с различным строением. Так, плоской внутренней части штока соответствует примерно постоянное время прихода волны. Перед зоной кольцевого разлома возрастает интенсивность волны при постоянстве времени прихода.

Зона разлома отмечается резким изменением интенсивности волны и скачкообразным изменением времени регистрации.

Острые грани штока вызывают образование дифрагированных волн, регистрация и распознавание которых помогают определению геометрической формы массива.

Применение преломленных волн ограничивается теми же причинами, что и применение отражений от подсолевых горизонтов; условиями прослеживания волн рассматриваемого типа и величиной скоростной дифференциации.

Скважинная сейсморазведка

Наиболее надежным методом определения конфигурации боковых граней купола является скважинная сейсморазведка. В развитии теории и практики скважинной сейсморазведки значительная роль принадлежит Ю. В. Ризниченко, Н. И. Тумиловичу, Б. Мак-Коллону, В. В. Ля Рю и Л. В. Гарднеру. При скважинных исследованиях наблюдения выполняются с одним или несколькими скважинными приборами, рассчитанными на регистрацию трех взаимно перпендикулярных компонент упругих колебаний. Возбуждение последних взрывами или специальными электромеханическими устройствами производится на поверхности или в мелких скважинах. Максимальное удаление от устья скважины источников возбуждения колебаний в несколько раз (4—5) превышает наибольшую глубину погружения скважинного сейсмографа. Шаг перемещения зонда вдоль ствола скважины около 100 м.

Для точного определения конфигурации соляного массива необходимо тщательно регистрировать изменения скорости распространения упругих колебаний во вмещающих породах (скорость в соли, исключая породы кепрока, принимается постоянной), вводить поправки, учитывающие изменение положения зонда вследствие искривления скважины, и принимать во внимание другие источники погрешностей, влияющих на время прохождения упругой волны от пункта взрыва до сейсмографа. При соблюдении этих условий и значительной скоростной дифференциации соли и вмещающих пород (1500—2000 м/сек) погрешность определения поверхности соляного тела не превосходит 50—70 м, что удовлетворяет потребности глубокого поисково-разведочного бурения.

При интерпретации материалов обычно рассматривается пространственная картина распределения поля времени, реже ограничиваются двумерным случаем. Последний вариант может быть оправдан лишь при определенных условиях, так как основные затраты средств, идущие на бурение глубокой скважины для последующих сейсмических наблюдений, одинаковы при изучении как плоской, так и пространственной картин.

Н. И. Тумилович (1962) рассматривает три типичных варианта расположения пунктов возбуждения и регистрации волн при скважинной сейсморазведке (рис. 85).

Наиболее простой вариант (рис. 85, *a*) соответствует случаю, когда скважина пробурена приблизительно в центре массива. Сейсморазведка определяет форму и пространственное положение поверхности всего массива. Погрешность определения искомой поверхности мало зависит от направления движения в сторону от скважины. Скважинные приборы погружаются на максимально возможную глубину (обычно от 2000 до 5000 м). Пункты взрыва перемещаются по радиальным профилям. Таким способом определено строение многих соляных куполов.

В случае, когда скважина прошла в стороне от соляного массива (рис. 85, *б*), не вскрыв его крутого крыла, наиболее достоверно

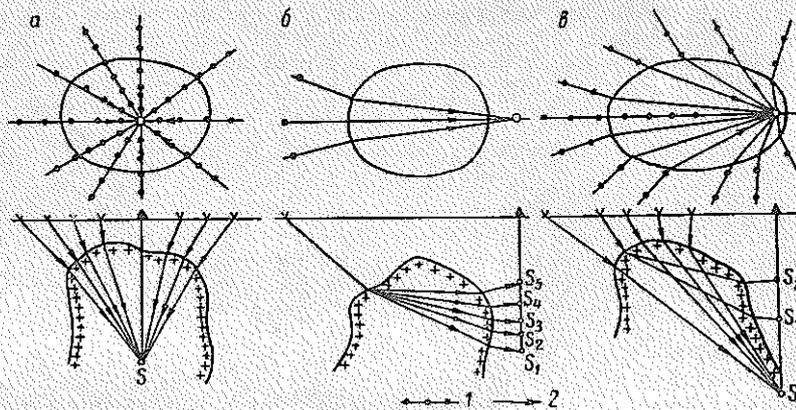


Рис. 85. Примеры расположения скважины относительно соляного штока (Н. И. Тумилович, 1962).

S_1-S_5 — положения скважинного сейсмоприемника; 1 — профили наблюдений; 2 — сейсмические лучи.

изучаются форма и положение той части боковой поверхности купола, которая расположена вблизи скважины. Пункты взрыва располагаются на значительном удалении от устья скважины. Скважинные сейсмографы последовательно перемещают вдоль ствола скважины. Для детального изучения боковой поверхности штока, расположенной вблизи скважины, необходимо иметь представление о строении противоположной части массива. С этой целью обычно предварительно выполняются полевые сейсмические работы, что особенно облегчается, если склон купола, обращенный к пункту взрыва, пологий. Качественную картину характера погружения соли до постановки сейсмических работ получают с помощью гравирозведки.

Третий вариант, промежуточный по отношению к двум предыдущим, соответствует случаю, когда скважина частично проходит вне соляного массива, а призабойной частью попадает в соль (рис. 85, *в*). Поверхность большей части купола изучается так же,

как в первом варианте, т. е. сейсмоприемник погружается на максимальную глубину и варьируется положение пунктов взрыва. Строение той части боковой поверхности, которая расположена вблизи скважины, определяется аналогично тому, как делалось во втором варианте.

Следует отметить, что все рассмотренные варианты относятся к сравнительно простым сейсмогеологическим условиям: скорость распространения упругих колебаний во вмещающей среде монотонно увеличивается с глубиной, а в соли остается постоянной. В сложных сейсмогеологических условиях при наличии в разрезе отдельных прослоев, обладающих повышенной скоростью, траектории сейсмических лучей существенно искажаются. Ю. Б. Демиденко и Е. П. Пуздровский (1962) отмечают, что при наличии прослоев карбонатных отложений в толще песчано-глинистых пород первыми регистрируются скважинными сейсмографами волны, прошедшие длинный и сложный путь по высокоскоростным каналам. В таких условиях комбинируют скважинные наблюдения с полевыми исследованиями КМПВ, а число скважин увеличивают. Наряду с одной скважиной в центре массива необходима еще одна скважина за контуром его для освещения разреза по каждому полусечению массива. Положение штока устанавливается методом полей времен. Отдельные участки поверхности изучаются с помощью ближайших скважин. Наблюдения по скважинам — вертикальным сейсмическим профилям — корреляционно увязываются с сейсмическими наблюдениями на поверхности.

Рис. 86 иллюстрирует применение детальной скважинной и полевой сейсморазведки в сложных условиях Днепровско-Донецкой впадины. Для построения разреза в рассматриваемой плоскости использованы пункты взрыва *II* и *III* и скв. 42, 45, 35. При возбуждении упругих колебаний в пункте *III* и наблюдениях в скв. 42 с достаточной точностью определена конфигурация штока на участке *CD*. Сохранив положение пункта взрыва неизменным, но поместив трехкомпонентные приборы в скв. 45 и 35, выявили форму крутого склона штока на участке *AB*. Участок *BC* отработан при возбуждении колебаний в пункте *II*.

Весьма детальные геофизические исследования, использующие полевые и скважинные наблюдения, ставятся после того, как установлена нефтегазоносность отложений.

Последовательность поисковых работ после обнаружения купола такова:

- 1) с помощью сейсморазведки, сочетающейся с некоторым объемом высокоточной гравиразведки (иногда — структурного бурения), строятся структурные карты по основным горизонтам в масштабе 1 : 25 000;

- 2) в наиболее интересном месте бурится глубокая параметрическая скважина (в сложных условиях — несколько скважин), конструкция которой обеспечивает также и опробование горизонтов;

3) после установления нефтегазоносности проводят дополнительные работы, сгущая сеть сейсмических наблюдений, а имеющиеся материалы повторно интерпретируют, опираясь на материалы бурения и сейсмокаротажа.

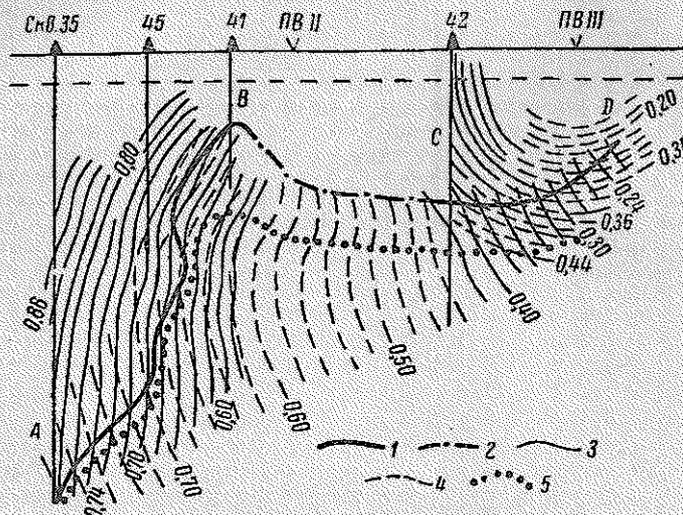


Рис. 86. Построение контура соляного штока (Ю. Е. Демиденко и Е. П. Пуздровский, 1962).

1 — из ПВ III; 2 — из ПВ II; 3, 4 — изохроны; 5 — граница брекчии.

ПОИСКИ И ИЗУЧЕНИЕ МЕЖКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР

Синклинальные зоны, расположенные между соляными куполами, приподнимающими и прорывающими терригенные отложения, нередко бывают осложнены складками более высокого порядка. Некоторые из складок представляют собой достаточно крупные по площади и значительные по амплитуде антиклинальные поднятия. В областях региональной нефтегазоносности межкупольные поднятия представляют собой ловушки для скопления залежей нефти и газа (Павловское месторождение газа в Днепровско-Донецкой впадине и др.). Обнаружение и изучение межкупольных поднятий ведется с помощью сейсморазведки. Наиболее широко применяется МОВ. Методика работ по существу не отличается от методики исследований при поисках пологих платформенных поднятий.

Основные приемы, позволяющие повысить качество сейсмического материала, — группирование приборов, тщательный выбор условий возбуждения (глубина взрывных скважин иногда достигает 60 м) и т. п. Наиболее четкие результаты дает применение МРНИ. Рис. 87 изображает типичную межкупольную структуру, выявленную в одном из районов Прикаспийской впадины. Значительное число подобных структур обнаружено в Западном Примуто-

джарье и других районах. Сейсмический разрез ясно показывает соотношение различных структурных планов (почти горизонтальное залегание опорных отражающих границ III и V, соответствующих поверхностям отложений юры и пермо-триаса, осложненное залегание подсолевого горизонта II и т. д.).

Значительное число центров дифракции указывает на сильную нарушенность пород, особенно вблизи купола. Узлы дифракции группируются в линии, показывающие положение разрывов.

В тех районах, где сбросы контролируют расположение тектонически экранированных залежей, очаги возникновения дифрагированных волн, четко вырисовывающиеся на сейсмограммах, являются индикаторами залежи (Д. Машу, 1961).

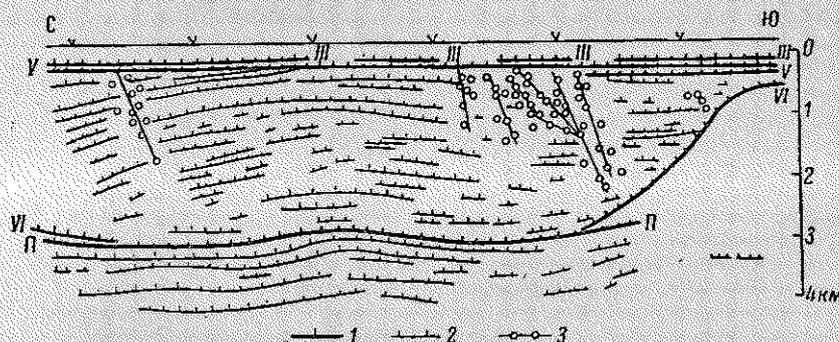


Рис. 87. Сейсмический разрез межкупольной структуры по данным МРНИ (В. П. Данилин и Т. С. Дюсенгалев, 1963).
1 — опорные отражения; 2 — отражения; 3 — узлы дифракции.

Следует подчеркнуть, что межкупольные структуры представляют большой резерв для открытия новых месторождений в солянокупольных областях. Однако возможности открытия месторождений, приуроченных к таким структурам, используются не в полной мере.

ВЫЯСНЕНИЕ УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОИСКИ ГЛУБОКО ПОГРЕБЕННЫХ СТРУКТУР

В области с маломощным соленосным комплексом приуроченность залежей к подсольевым отложениям представляет обычное явление. Таковы месторождения Куйбышевского Поволжья или Предуральяского прогиба. В последние годы возрос интерес к поискам залежей под мощной толщей соленосных пород. В таких условиях находятся крупные Речинское месторождение нефти в Припятском прогибе и некоторые газовые месторождения на побережье и в акватории Северного моря. Значительные перспективы связываются с подсольевыми палеозойскими отложениями Прикаспийской впадины, особенно вблизи ее бортов.

Сложность изучения подсолевых отложений объясняется тем, что строение последних маскируется строением вышележащих пород, образующих самостоятельные структурные этажи. Физические свойства соленосных пород и подсолевых горизонтов резко отличны. Перечисленные обстоятельства сразу определяют некоторые общие положения методики изучения подсолевых пород:

а) для проведения глубинных исследований необходимы детальные сведения о строении верхних горизонтов и поверхности соли;

б) методы, основанные на изучении интегральных эффектов значительных масс горных пород, имеют лишь вспомогательное значение;

в) наличие ряда геологических поверхностей, рельеф которых слабо согласуется друг с другом либо совсем не согласуется, приводит к рассеиванию изучаемых сигналов, поэтому особенно важно применять методы, учитывающие направление проходящих сигналов.

Гравиразведка не дает надежных сведений о строении подсолевых горизонтов. В районах сравнительно неглубокого залегания фундамента и подсолевых пород (3—5 км) детальная гравиразведка позволяет установить местоположение линейно вытянутых зон, в пределах которых разломам фундамента соответствует резкое изменение мощности подсолевых отложений.

Электроразведка (преимущественно МТТ) играет вспомогательную роль при картировании поверхности соленосных пород. Наиболее отчетливые результаты достигнуты при глубине залегания соли не свыше 1,5—2 км. Зная рельеф соли, выявленный электроразведкой и частично гравиразведкой, можно более обоснованно располагать сейсмические профили.

Сейморазведка является ведущим методом изучения подсолевых структур. Погрешность, с которой изучаются подсолевые отложения, сильно зависит от неточности определения поверхности соленосных пород. Зачастую сейсмические построения (в линейном или временном масштабе) проводятся в два этапа: сначала детально определяется поверхность соли, затем от этой поверхности отсчитываются интервалы до подсолевых горизонтов.

Не все модификации сейморазведки в равной степени эффективны. Обычный МОВ часто не дает удовлетворительных результатов, так как несогласие в залегании отдельных горизонтов, выклинивание пластов, резкие различия в упругих свойствах являются причиной сложной сейсмической записи. Интерференция волн, отраженных от разных границ, а также волн других типов, затрудняет корреляцию и построение границ. Большую помеху представляют кратные отражения.

Достаточно уверенно изучаются методом отраженных волн только очень крупные поднятия подсолевых пород, т. е. практически структуры второго порядка. На восточной окраине Прикаспийской впадины, к востоку от слияния рек Эмбы и Темира, где подсолевые горизонты залегают сравнительно неглубоко (2200—

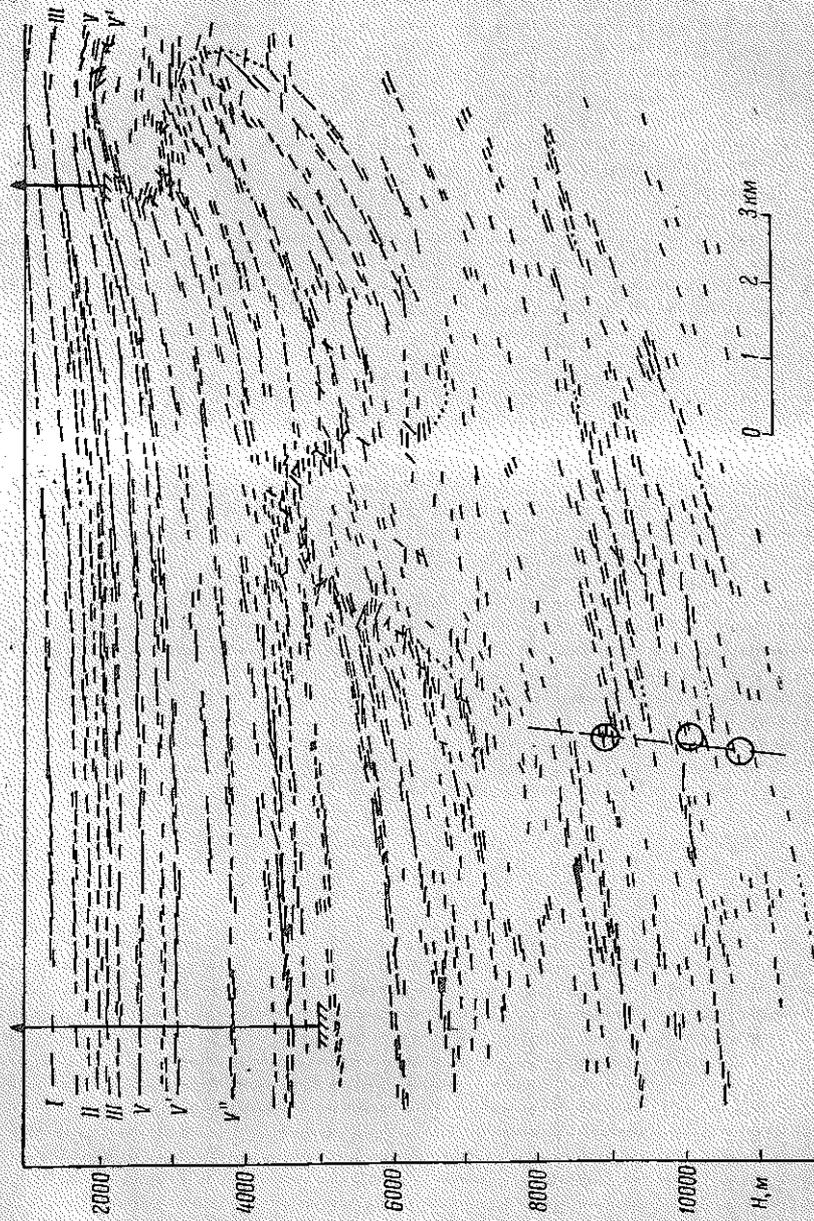


Рис. 88. Сейсмический разрез по данным МРНИП [Рябченко, Знаменский, Хвалевский, 1964].

2500 м), а мощность соли невелика, МОВ оказался более эффективным.

Гораздо более четкие и определенные результаты получаются с помощью МРНП, который в ряде случаев сочетается с разновременными взрывами в нескольких скважинах, что обеспечивает получение упругой волны, имеющей плоский фронт, наклоненный в заданном направлении.

Результаты применения МРНП для изучения подсолевых отложений в одном из районов Прикаспийской впадины изображены на рис. 88. Сейсмические работы МРНП были предприняты в связи с изучением геологических условий в районе глубокой скважины.

В заключение параграфа еще раз отметим, что области солянокупольной тектоники представляют интересное, но сложное поле приложения усилий геофизики. Наиболее простая задача — обнаружение куполов — в значительной мере завершена. Главную трудность представляет выбор объектов первоочередного изучения и детальное исследование структур. При детальном исследовании геофизические методы сочетаются с глубоким бурением. Здесь для повышения точности построений учитываются самые тонкие эффекты, вплоть до влияния на сейсмическую скорость различной минерализации вод, насыщающих осадочные породы на разных крыльях купола. Поиски геофизическими методами залежей, приуроченных к межкупольным структурам или глубоко погруженным куполам, находятся в стадии успешного развития. Менее эффективно исследуются подсолевые отложения. Весьма перспективно, но осуществляется в ограниченном объеме детальное изучение зон регионального выклинивания отложений.

§ 18. Поиски месторождений в краевых зонах складчатых областей и межгорных впадинах

Краевые глубоко погруженные зоны складчатых областей и межгорные впадины являются старейшими районами нефтяной промышленности. История Баку и Калифорнии сходна в том, что в начале XX в. они занимали ведущее место в добыче нефти, а со временем уступили первенство платформенным областям. На долю месторождений, рассматриваемых ниже, приходится меньшая часть суммарной добычи нефти и газа. Однако полезность продукции измеряется не только количеством. По содержанию различных фракций, компонент, в том числе и серы, нефть складчатых областей зачастую выгодно отличается от нефти, добываемой на платформах. Кроме того, само географическое положение месторождений нередко представляет особую ценность. Достаточно указать на месторождения о. Сахалин или Аляски.

Перспективы открытия новых месторождений очень значительны, так как изученность краевых депрессий и межгорных впадин крайне неравномерна и во многих случаях совершенно недостаточна. Это

относится не только к таким удаленным районам, как Северо-Восток СССР (Анадырская, Пенжинская и другие впадины) или Арктический архипелаг Канады, но и к более обжитым районам. Еще предстоит решить проблему поисков в море вблизи о. Сахалин, слабо изучены перспективы третичных «довулканических» отложений Камчатки, которые во многом аналогичны отложениям Калифорнии. Только разворачиваются исследования в Верхне-Печорской и Большесыснинской впадинах на севере Урала, в Чуйской впадине (Южный Казахстан) получен газовый фонтан. Многие другие впадины еще ждут исследований. Последнее замечание относится и к межгорным впадинам фундамента платформ, которые перекрыты нормальными платформенными осадочным чехлом.

Важно и то, что краевые зоны складчатых областей обладают максимальной мощностью осадочных отложений (до 10—20 км). По мере совершенствования глубокого и сверхглубокого бурения интерес к районам мощного накопления осадочных пород будет возрастать. Нормальная межзерновая пористость отложений, видимо, еще не исчезает полностью при давлениях, соответствующих глубине 7—9 км, а пористость, связанная с системами трещин, может быть обнаружена и на большей глубине, судя по тому, что сейсморазведка обнаруживает зоны дробления даже в кристаллической толще земной коры.

Высокое давление и температура способствуют добыче газа и конденсата из коллекторов, которые при других обстоятельствах заслуживают меньшего внимания.

Для рассматриваемых областей характерно наличие нескольких структурных этажей, разделенных поверхностями несогласий. Отложение молодых осадков проходило в условиях расчлененного рельефа поверхности более древних пород. Ранее сформированные структуры перекрывались новыми отложениями и вместе с ними вновь подвергались воздействию тектонических движений. Частичное соответствие структур, выраженных по разным горизонтам, объясняется тем, что верхние структуры созданы последними движениями, которые охватили и нижние толщи, до этого уже дислоцированные. Если в разрезе преобладают отложения одного состава, например преимущественно терригенные, зачастую амплитуды структур и их усложнение до некоторой глубины возрастают.

В качестве примера можно указать на Кавказский периклиналиный прогиб (Баку), где относительно более пологие поднятия илюционовых отложений несогласно сочетаются с более крупными и частично размытыми структурами миоцена и олигоцена. Сходная картина установлена в бассейне Маракайбо (Венесуэла), где сравнительно полого изогнутые отложения миоцен-олигоценовой толщи перекрывают резко выраженные и сложные складки более древних эоцен-палеоценовых пород (В. Г. Левинсон, 1965).

При наличии в разрезе толщ, резко отличающихся по физическим параметрам (терригенные и карбонатные породы) структуры более неподатливых пород часто построены более просто. Так, во внутренней

зоне Месопотамского краевого прогиба, к которой приурочены крупнейшие месторождения Ирана, мощная толща карбонатных пород образует простые складки с простыми сводами, а залегающие выше терригенные и соленосные породы сложно дислоцированы, разорваны надвигами и т. п. В самых нижних горизонтах предгорных и межгорных прогибов многие антиклинальные складки выявляются.

Для поисков месторождений существенно, что в некоторых случаях мощность отложений, участвующих в строении какого-либо этажа, велика, поэтому в пределах современной глубины исследования число изучаемых структурных этажей сокращается с 3—4 до 1—2.

Месторождения нефти и газа приурочены преимущественно к сложно построенным складкам. В ряде районов залежки связаны не с антиклинальными поднятиями, а с моноклинально залегающими коллекторами, срезанными эрозией и несогласно перекрытыми другими отложениями. Установлены также месторождения вблизи разломов, без связи со складками. Разломы играют роль тектонических экранов.

В большинстве случаев локальные структуры группируются в линейно вытянутые зоны. Простираание зон чаще всего совпадает с основным простираанием складчатости или определяется направлением крупных секущих разломов. Таковы складки Северного Кавказа, Актюбинского Приуралья, Предверхооянского прогиба, Сахалина и других районов. В пределах линейных зон складки располагаются кулисообразно или непосредственно продолжают одна за другой.

Что касается формы и размеров структур, то они весьма разнообразны. Нередко встречаются складки большой протяженности: Окарем (Юго-Западная Туркмения) — 80, Китчанские складки Предверхооянья — 60—80, Зин (Западный Пакистан) — 140, Киркук (Северный Ирак) — 96, Нафт-и-Шах (Иран) — 80 км. Широко распространены антиклинали, имеющие размеры $(8 \div 15) \times (3 \div 5)$ км, и структуры меньших размеров. Амплитуда структур изменяется в пределах от 1000—2000 м (Челекен, Небит-Даг на западе Туркмении) до нескольких десятков метров. Наиболее часто ведутся поиски структур с амплитудой 100—300 м.

Большое разнообразие структур типично даже для сравнительно ограниченных областей. Например, на Сахалине наряду с сильно вытянутыми и сжатыми антиклиналями известны пологие брахиантиклинали, в небольшой степени нарушенные разрывами. Обычно складки асимметричны, углы падения крыльев изменяются от 5—10 до 70—80°.

Наиболее характерная черта складок — нарушенность разрывами. Линейные зоны, в которые группируются складки, часто непосредственно приурочены к крупным разломам фундамента, которые рассекают и значительную часть осадочных образований. Разрывы меньшей протяженности, не всегда связанные с основ-

ными разрывами, разделяют складки на отдельные блоки. Амплитуда вертикального перемещения по разрывам достигает сотен метров, горизонтальные смещения по надвигам — 3—5 км. В ряде районов (внутренняя зона Предкарпатского прогиба и др.) чаще встречаются отдельные блоки складок, чем целые нераздробленные складки.

Наряду с разрывами отмечено днашировое выжимание пород.

Поиски структур осуществляются с помощью геологической съемки, геофизических методов и структурного бурения.

В условиях, когда территория поисков изучена слабо и отличается хорошей обнаженностью, важную роль играет геологическая съемка масштаба 1 : 50 000. Геофизические методы используются в помощь геологической съемке. Электроразведкой, гравиразведкой и в меньшей мере сейсморазведкой уточняются спорные вопросы, прослеживаются закрытые поверхностными отложениями части структур. Так, например, расположенное в Сулейманской впадине газовое месторождение Зин (Западный Пакистан) обнаружено с помощью геологической съемки. Отчетливо выраженная в рельефе узкая антиклиналь прослежена геологической съемкой на 110 км. Сейсморазведкой установлено продолжение антиклинали под аллювиальными наносами еще на 30 км. Для территории СССР такого рода открытия относятся к пройденному этапу исследований.

При незначительной обнаженности территории роль геофизических методов возрастает, особенно если установлено несовпадение структурных планов по разным горизонтам, проявляющееся в значительном смещении сводов и в других особенностях. Несоответствие структурных планов препятствует эффективному использованию структурного бурения на неглубокие горизонты. Применение геофизических методов облегчается четкой выраженностью структур, значительной их амплитудой. Однако имеется ряд факторов, понижающих точность и достоверность геологических выводов по геофизическим материалам. Перечисленные ниже помехи проявляются повсеместно и не все сразу, тем не менее они существенно осложняют проведение геофизических работ и истолкование полученных данных.

Предгорные районы отличаются сложным, резко пересеченным рельефом местности. Такой рельеф не позволяет разбивать длинные прямолинейные профили наблюдений, затрудняет доставку аппаратуры и оборудования. При выполнении высокоточных гравиразведочных работ возникает потребность введения топографической поправки, учитывающей влияние рельефа, что сопряжено и с дополнительными топографо-геодезическими работами, и с громоздкими вычислениями.

Большое затруднение при проведении геофизических работ (особенно для сейсморазведки) вызывают мощные толщи галечников, конгломератов, брекчий. Неблагоприятно сказывается на методике сейсмических наблюдений и качестве материала глубокое залегание уровня грунтовых вод.

Непостоянство физических параметров разновозрастных отложений объясняется изменением фациального состава пород, неодинаковым воздействием тектонических напряжений, различной глубиной залегания. В зависимости от глубины по-разному проявляется уплотненность пород, изменяется минерализация пластовых вод, насыщающих отложения, и соответственно электрическая проводимость. Существенно варьируют и суммарная мощность, и расчленение поверхностных отложений, и распределение физических параметров.

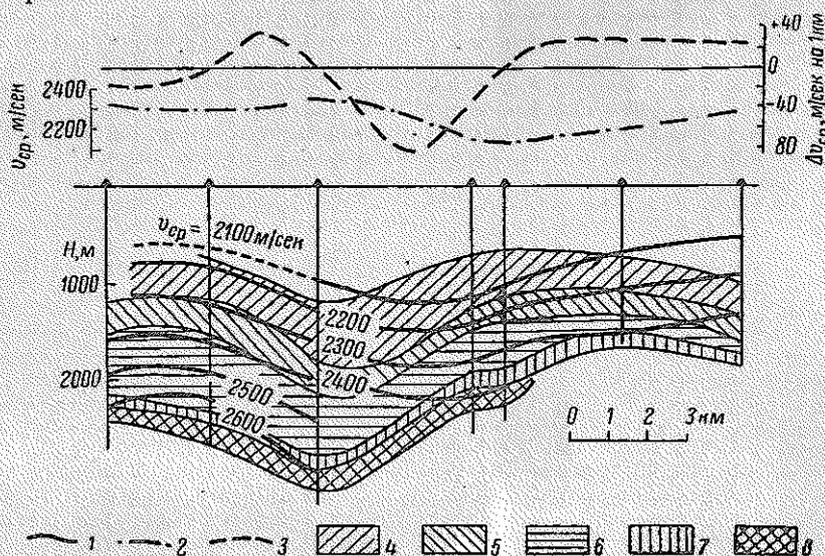


Рис. 89. Изолинии средней скорости в сопоставлении с геологическим разрезом центральной части Апшеронского полуострова (В. Н. Руднев и Б. М. Караев, 1961).

1 — изолинии скорости; 2 — средняя скорость до кровли сабунчинской свиты; 3 — градиент средней скорости; свиты: 4 — сураханская, 5 — сабунчинская, 6 — балаханская, 7 — НКГ — НКП, 8 — ирмакинская.

Характерные для рассматриваемых областей молассовые и флишевые отложения также неоднородны. Экспериментальным путем установлено, что изменение скорости распространения упругих волн по горизонтали в этих отложениях может достигать 0,5 км/сек, в редких случаях даже 1 км/сек на расстоянии 10 км.

В Парижском бассейне в разрезе отложений выделены древние дюны, перекрытые известняками. Наличие подобных включений само по себе существенно влияет на величину скорости. Вместе с тем установлено, что и толщина известняков неоднородна по сейсмической скорости. На величину последней влияют проявления процесса доломитизации, с которым связана вторичная трещиноватость.

Изменение физических параметров осадочных отложений является причиной того, что геометрические поверхности, соответствующие постоянным значениям плотности, скорости и удельного электрического сопротивления, не полностью совпадают с поверхностями геологических горизонтов. Рис. 89 показывает, что в частном случае изолинии скорости в сглаженном виде и со смещением в сторону повторяют положение геологических границ. В зонах дробления, вблизи крупных разрывов, распределение физических параметров становится особенно сложным. Так, изолинии скорости на разрезах образуют глубокие минимумы с почти вертикальными краями.

Наличие горизонтального градиента физических свойств затрудняет интерпретацию материалов, построение разрезов, структурных карт и других документов. Иногда горизонтальный градиент физических свойств превосходит вертикальный или близок к нему (особенно вблизи крупных структурно-фацальных границ).

ПОИСКИ СТРУКТУР

Применение гравразведки и электроразведки оказывается успешным в тех районах, где геологический разрез содержит четкие границы раздела физических свойств. Примерами являются районы Таджикской депрессии, северной части Предуральяского прогиба и др. Для надежного решения задачи необходимы материалы повышенной точности. Карты изоаномал силы тяжести строятся с сечением 0,2—0,5 мгл и обрабатываются таким образом, чтобы исключить влияние регионального фона.

Распределение локальных аномалий отражает не только положение и форму складок, но и местные изменения фациального и литологического состава отложений. Тем не менее крупные складки с амплитудой 250—300 м и больше обычно отчетливо проявляются в материалах гравразведки. На рис. 90 показаны схема изоаномал гравитационного поля, распределение локальных аномалий и структурная карта одного из участков в Средней Азии. Крупная брахиантиклинальная складка и осложняющее ее восточную периклиналь менее значительное поднятие находят отчетливое выражение в локальных аномалиях. Последние вычислены различными способами, поэтому отличаются по интенсивности. Контуры локальных аномалий удовлетворительно совпадают с контурами структур.

Поверхность красноцветных отложений, изображенная на структурной карте, является границей раздела плотности с перепадом: 0,15—0,2 г/см³. Наряду с этой плотностной границей имеются другие, более глубокие, на которых плотность пород также увеличивается.

В зависимости от соотношения структурных планов по разным горизонтам и перепада плотности на них гравитационное поле в большей мере повторяет структурные особенности, характерные для одних стратиграфических комплексов и в меньшей степени для

других. Так, в пределах Восточного Предкавказья (Терско-Су-
женская нефтегазоносная область) гравитационные аномалии отра-

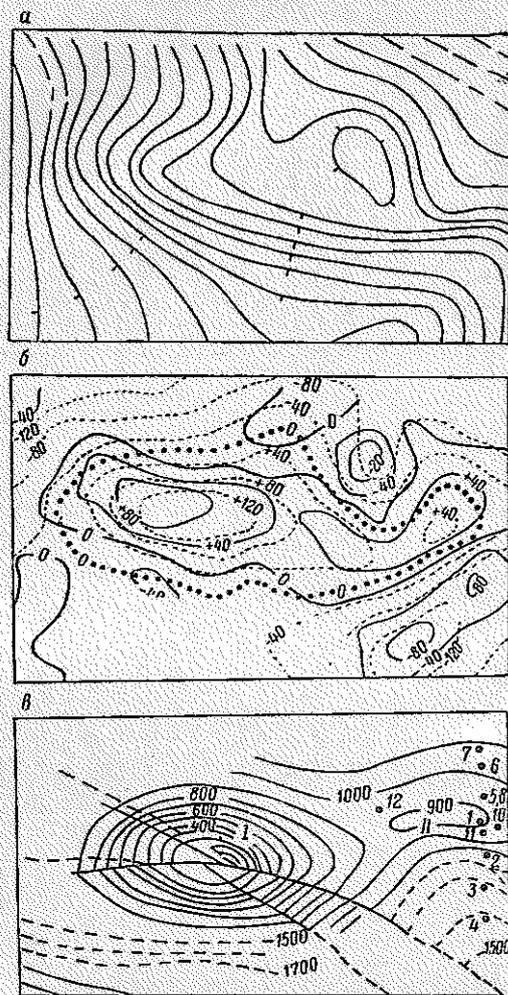


Рис. 90. Сопоставление материалов гравираз-
ведки, сейсморазведки и бурения в одном
из районов Средней Азии (И. Г. Клушин
и Ю. И. Никольский, 1960): а — схема изо-
аномал Δg ; б — локальные аномалии, выде-
ленные различными способами, усл. ед.; в —
структурная карта участка.

нии диапировой складчатости. Такие поднятия детально изучил
в Азербайджане И. О. Цимельзон (1960, 1964). В зонах диапировой
складчатости, положение которых согласуется с краями участков

главным образом
структуры мезозой. До-
вольно мощная толща кай-
нозойских пород менее
существенно влияет на
характер гравитационных
аномалий (А. Ф. Лопатин,
1964).

В районах, где отсут-
ствуют четкие границы
скачкообразного увеличе-
ния плотности и последняя
в общем монотонно воз-
растает с глубиной, гра-
виразведка также исполь-
зуется для поисков струк-
тур. Однако в отдельных
случаях даже значитель-
ные поднятия недостаточно
явно проявляются в аном-
алиях, хотя недалеко
расположенные структуры
сходного строения отме-
чаются четкими анома-
лиями. На рис. 91 сопо-
ставлены данные гравираз-
ведки и сейсморазведки
по одному из районов
Закавказья. Крупное под-
нятие на глубине 4 км
отмечается незначи-
тельным изгибом изоаномал.
Основные изменения гра-
витацонного поля объ-
ясняются региональным
строением.

Особую группу обра-
зуют куполовидные под-
нятия, в ядрах которых
выходят разуплотненные
(преимущественно глини-
стые) отложения, активно
участвующие в образова-

наиболее глубокого погружения кристаллического фундамента, локальным поднятиям соответствуют не максимумы, а минимумы силы тяжести.

Многочисленные локальные минимумы силы тяжести небольшой интенсивности установлены гравиразведкой и в других краевых зонах складчатых областей, например в Западно-Кубанском прогибе Р. Ф. Володарский и М. Р. Пустильников (1964) сопоставляют эти минимумы с явлениями диапиризма. Однако причинная зависимость аномалий от структур в этой зоне менее четкая, чем в районах, рассмотренных И. О. Цимельзоном, в основном из-за невысокого качества исходных данных.

Принимая во внимание большой опыт проведения гравиразведочных работ в нефтегазоносных районах складчатых областей, приходим к выводу, что положительные структуры значительной амплитуды почти всегда находят отражение в аномалиях силы тяжести, однако форма, интенсивность и даже знак аномалий зависят от большого числа совокупно действующих геологических факторов. Поэтому для каждого достаточно крупного региона с приблизительно постоянством геологических условий характер связи аномалий и структур должен определяться независимо. Различия в соотношении аномалий и структур наряду с другими данными используются для решения вопроса о генезисе структур.

Электроразведочные работы (детальные съемки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 МТТ, реке ВЭЗ и другие модификации) чаще всего выполняются совместно с гравиразведочными работами. Границы раздела толщ, обладающих различным электрическим сопротивлением и плотностью, могут совпадать либо не полностью соответствовать друг другу. При значительной амплитуде структур и четкой выраженности последних несовпадение границ раздела физических свойств мало влияет на результаты поисков.

Совместное использование электроразведки и гравиразведки повышает надежность геологических заключений, позволяет более уверенно судить о положении, простирании и размерах выявленных

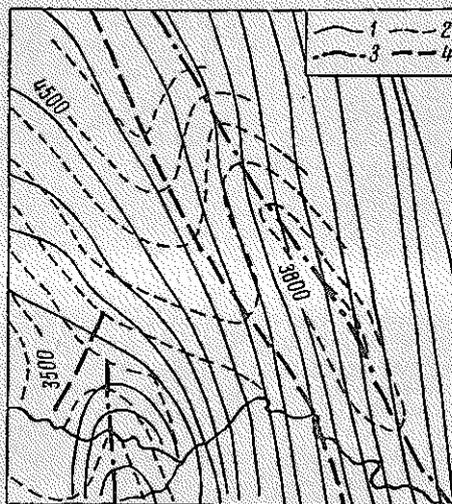


Рис. 91. Сопоставление материалов гравиразведки и сейсморазведки в одном из районов Закавказья. (Методика поисково-разведочных работ на нефть и газ. М., Недра, 1964.)

1 — изаномали; 2 — стратоизогипсы; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей.

поднятий. Смещение контуров и центров гравитационных и электрических аномалий нередко достигает 1 км и больше. Различия в простирании доходят до 10–20°. Более существенные различия отмечались между материалами геофизических исследований и геологического картирования отложений, выходящих на дневную поверхность, поскольку нередко обнажается лишь небольшая часть структуры, какой-либо отдельный ее блок.

Эффективность гравиразведки и электроразведки становится недостаточной при поисках структур на значительной глубине. Как правило, закрытые структуры, располагающиеся на большем удалении от горных сооружений, обладают относительно меньшей амплитудой либо крутизной крыльев. Поиски поднятий, перспективных на нефть и газ, осуществляются в таких условиях сейсморазведкой. Методика поисковых работ отличается рядом особенностей, зависящих от конкретных условий. Так, например, в Ферганской межгорной впадине проведению сейсморазведки благоприятствует наличие четкого опорного отражения, приуроченного к толще нижнепалеогеновых пород. Весьма примечательно, что опорное отражение, обладающее большой динамической выразительностью, на разных площадях связано с несколько различными стратиграфическими уровнями (Б. С. Вольвовский и др., 1960). При поисках закрытых структур сейсмические профили располагаются таким образом, чтобы пересечь наиболее интересные зоны, установленные гравиразведкой и электроразведкой.

В районах с резко пересеченным рельефом дневной поверхности и весьма сложными глубинными условиями нашла широкое применение методика массовых пространственных сейсмических зондирований (МПЗ). Располагая сейсмоприемники на небольших, но удобных для проведения работ площадках и меняя местоположение пунктов взрыва, удается определять пространственное положение большого числа отражающих элементов. Плотность наблюдений при рекогносцировочных съемках достигает 3–4 зондирований на 1 км², а число элементарных отражающих площадок, каждой из которых соответствует свой вектор падения, — 20–30 на 1 км² (З. Д. Завьялов, 1958).

Выявляя главные особенности структурного строения осадочных пород на глубине до 3–4, а иногда и до 5–6 км, описанная методика не обеспечивает точного нахождения сводов структур, пространственного положения некоторых тектонических нарушений и т. п. Вместе с тем сейсмические работы МПЗ уверенно ориентируют более детальные исследования с помощью структурного бурения.

При изучении разреза на сравнительно небольшую глубину (1–1,5 км) в Илийской межгорной впадине применена методика сейсмических наблюдений по сопряженным неперодольным профилям (И. Г. Михайленко, 1963). Основной смысл методического приема состоит в том, чтобы исключить сложное и дорогостоящее бурение взрывных скважин в валунисто-галечниковых отложениях. Упругие

колебания возбуждаются в шурфах глубиной 0,5—1 м. Многочисленные помехи, возникающие при неглубоких взрывах, исключаются специальным расположением пунктов взрыва и профилей. Одновременно обрабатываются два параллельных профиля, причем пункты взрыва располагаются в шахматном порядке.

Наличие четких опорных отражений является скорее исключением, чем правилом. В том распространенном случае, когда разрез на большую глубину сложен сравнительно монотонной толщей переслаивающихся песчано-глинистых осадков, причем отдельные слои то выклиниваются, то постепенно изменяют свой состав, не удается проследить (без специальных приемов) протяженные отражающие границы. Такое положение характерно для Азербайджана, Западной Туркмении и прилегающей части Каспийского моря, межгорных впадин в фундаменте Западно-Сибирской низменности, Сахалина и ряда других регионов (Н. П. Таллако, С. А. Скидан, 1965).

Учитывая преимущественный наклон большого числа разрозненных отражающих площадок в некоторой полосе, строят разрезы по условным сейсмическим горизонтам. При наличии скважин условные горизонты привязывают к определенным геологическим границам и стратифицируют. Несовпадение структурных планов на разных глубинах приводит к необходимости строить разрезы по схеме по двум-трем условным сейсмическим горизонтам, что представляет достаточно сложную задачу интерпретации материалов. О наличии угловых несогласий судят по систематической разнице в углах наклона площадок и по другим признакам. В качестве примера можно указать на отмечаемое сейморазведкой угловое несогласие между отложениями палеогена и сармата на Дунайской равнине, несогласие между продуктивной толщей и подстилающими отложениями в Азербайджане и т. д.

Наиболее успешно поиски структур ведутся в тех частях бассейнов, где в связи с интенсивным прогибанием мощность отложений, образующих верхний структурный этаж, превышает 3—5 км. Особенно эффективны в таких условиях морские сейсмические работы. Производительность морской сейморазведки во много раз выше, чем производительность аналогичных наземных работ. Наблюдения проводятся на ходу судна. Типичный сейсмический разрез, пересекающий крупную складку с амплитудой более 1 км, построен на рис. 92.

Морские геофизические работы представляют, пожалуй, единственный вид геофизических работ, в результате которых для глубокого поискового и разведочного бурения подготовлен значительный задел, превышающий современные возможности бурения. Однако в связи с конструированием плавучих платформ, специально предназначенных для бурения в море, состояние избыточной обеспеченности, видимо, не продлится слишком долго. Совершенные по конструкции плавучие платформы предназначены для бурения на тех участках, где глубина моря достигает 150—200 м. Платформы

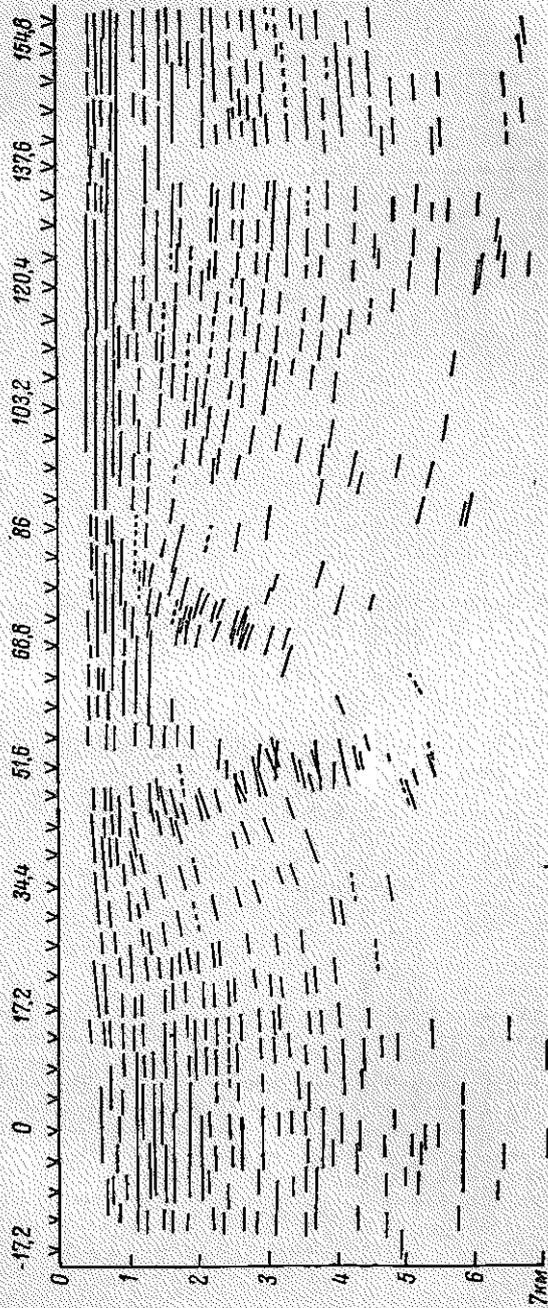


Рис. 92. Сейсмический разрез по данным наблюдений на море (Ю. Г. Юров и С. П. Варганов, 1959).

рассчитаны на устойчивость при значительном волнении моря и большой скорости ветра.

Обнаружение геологических структур, благоприятных для аккумуляции углеводородов, представляет собой первую и, пожалуй, не самую сложную задачу на этапе детальных поисков. Выше отмечалось, что местоположение свода пологой платформенной структуры и местоположение залежи (если таковая имеется) практически совпадают. В случае сложно построенных складок геосинклинальных областей распределение залежей контролируется более широким кругом причин, в частности, большое значение имеют тектонические нарушения. Отдельные блоки структуры могут содержать изолированные залежи.

Детальная геофизическая подготовка структур к глубокому бурению в таких условиях затруднена, а поиски и разведка залежей бурением требуют значительного числа скважин. Детальная подготовка выполняется сейсморазведкой МОВ с широким участием МРНИ. Плотность профилей МОВ достигает 1—2 км на 1 км² площади в сводовых частях структур и примерно 0,7—1 км — в периклинальных. МРНИ используется для подробного освещения геологического разреза на отдельных профилях в дополнение к МОВ. В наиболее сложных условиях МРНИ становится ведущим методом. Разнообразное пространственное положение и ориентация отражающих площадок наиболее успешно изучаются при изменении чувствительности к направлению прихода отраженных волн, что и составляет главную особенность МРНИ.

Рассмотрим более подробно применение сейсморазведки при детальном изучении структурных ловушек нефти и газа.

ТРАССИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Для трассирования дизъюнктивных нарушений складок привлекаются основные методы сейсморазведки: МОВ, КМПВ, МРНИ. Наличие и местоположение нарушений устанавливаются по характерному затуханию упругих волн, для которых зона нарушения является своеобразным экраном-поглотителем, а также по многочисленным узлам дифракции, приуроченным к острым углам, уступам и другим подобным формам.

Типичный разрез по сейсмическому профилю, пересекающему зону нарушения, показан на рис. 93. Возбуждение упругих волн в пунктах взрыва, расположенных по разные стороны нарушения, дает резко отличные результаты. Максимальная глубина уверенного прослеживания отражающих горизонтов по одну сторону разрыва достигает 5—6, а по другую — 1,5—2 км. Не следует полагать, что отражающие горизонты справа от разрыва на глубине 3—4 км вообще отсутствуют. Они, вероятно, существуют, но не отмечены на сейсмограммах ввиду слабой интенсивности полезных волн, к тому же перекрытых волнами-помехами.

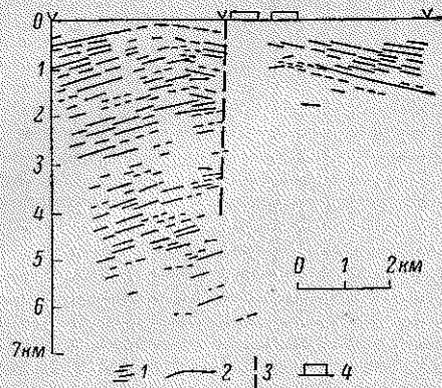


Рис. 93. Сейсморазведка в зон нарушения (А. М. Хенкина и др. 1964).

1 — отражающие площадки; 2 — условный сейсмический горизонт; 3 — нарушения по данным МОВ; 4 — аномальные зоны по данным КМПВ.

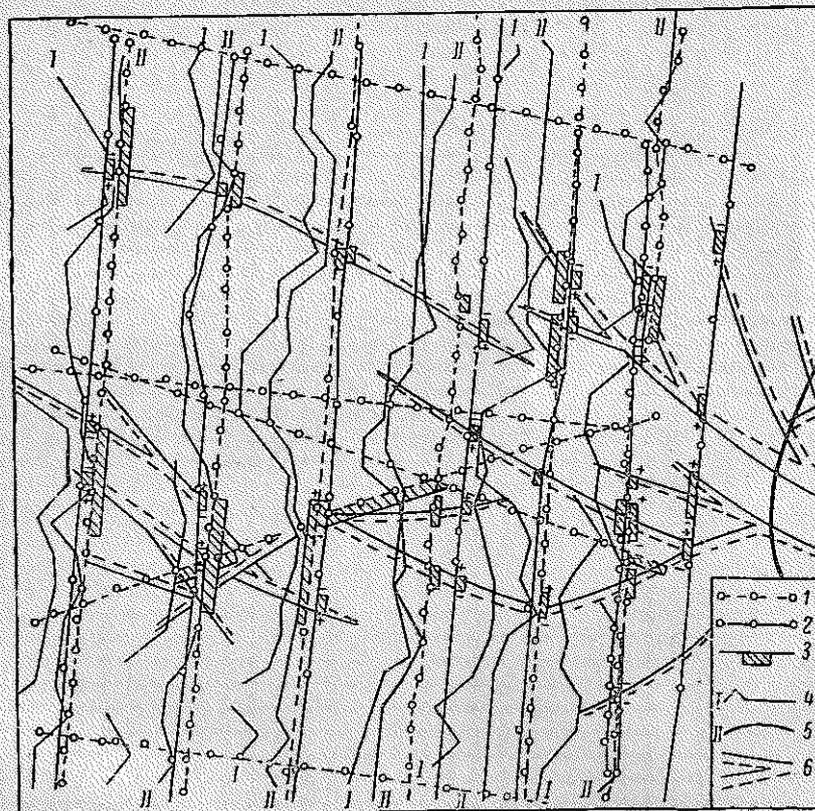


Рис. 94. Схема трассирования тектонических нарушений с помощью морской сейсморазведки (С. П. Варганов и В. А. Корнев, 1959).

Профили: 1 — МОВ, 2 — КМПВ; 3 — зоны аномальной записи: приподнятое (+) и опущенное (-) крылья; графики: 4 — продолжительности записи, 5 — интенсивности перегляных низкочастотных волн; 6 — дизъюнктивные нарушения по данным бурения на суше и сейсморазведки на море.

При выявлении сложной сетки дизъюнктивных нарушений для трассирования последних привлекаются дополнительные признаки сейсмической записи. Так, наряду с различиями по глубине прослеживания учитываются неодинаковая интенсивность нерегулярной низкочастотной волны, наличие и время регистрации боковых отражений, приуроченных к вертикальным плоскостям раздела физических свойств, и т. п. (С. П. Вартанов, В. А. Корнев, 1959). Схема трассирования нарушений на одной из морских площадей вблизи давно разрабатываемого месторождения Челекен показана на рис. 94.

На схеме изображены линии сейсмических профилей. Вдоль профилей построены графики продолжительности сейсмической записи *I* и интенсивности низкочастотных нерегулярных волн *II*. Штриховкой показано положение зон аномального ослабления сейсмической записи. По времени появления записи можно судить, приподнят или опущен рассматриваемый блок горных пород.

Сопоставление нескольких признаков показывает, что зоны интенсивного ослабления упругих колебаний, коррелирующиеся с границами приподнятых и опущенных блоков, закономерно продолжают известные разрывы, выявленные на суше бурением.

Приведенные примеры касались отдельных наиболее ярких нарушений либо планового положения системы разрывов. Детальное изучение пространственного положения системы разрывов возможно с помощью МРНП. Многочисленные точки возникновения дифрагированных волн группируются в линии, близкие к вертикальным, а иногда концентрируются в некоторой области, указывая на положение разрывов и общую раздробленность пород.

ДЕТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СВОДОВ СТРУКТУР

Выявление и прослеживание дизъюнктивных нарушений — важная часть программы детального изучения структур. При таком изучении особое внимание уделяется сводовым и присводовым частям поднятий. Эти участки, представляющие наибольший интерес для последующего бурения, характеризуются наибольшим рассеянием сейсмической энергии и поэтому не всегда удовлетворительно изучаются обычными приемами.

В районах, где обычно не удается проследить непрерывно коррелирующиеся отражения, важное значение приобретают опытные работы, при которых, варьируя в широких пределах условия возбуждения и регистрации, удается значительно увеличить протяженность отражающих границ. Каждая часть отражающей границы изучается при несколько отличных параметрах системы, но постепенные переходы (иногда с перекрытием) позволяют добиться непрерывности прослеживания. Таким способом была изучена сводовая часть складки на глубине 6 км в одном из районов Прикуришской депрессии (Э. М. Полонский, Д. А. Гордиенко, 1965).

В случае, когда строение верхнего структурного этажа более сложное, чем строение нижнего этажа, и последний представляет

наибольший разведочный интерес, привлекают такие методы изучения, которые дают необходимую информацию о главной особенности разреза, попутно сглаживая и усредняя ненужные детали. Так, например, в складчатых районах Юго-Западного и Центрального

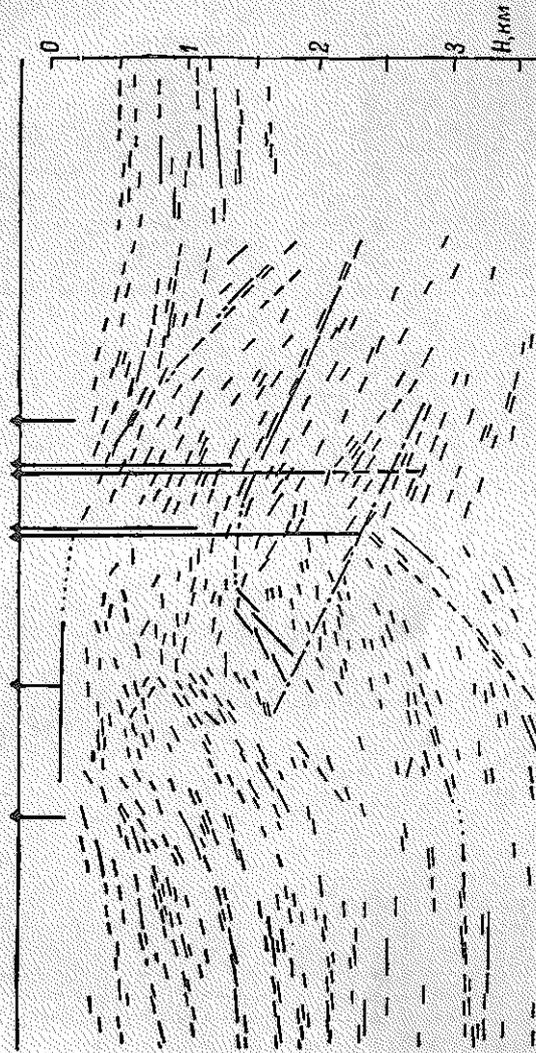


Рис. 95. Разрез по данным бурения и МРНИ в одном из районов Актобинского Приуралья (Л. А. Рыбинкин и др., 1962).

Ирана, где глубокие структуры, образованные продуктивными асмарийскими известняками, перекрыты сложно построенными поверхностными складками, успешно применяется сейсморазведка с помощью преломленных волн. Преломляющая граница, которая совпадает с кровлей известняков и ангидритов, позволяет изучать

нижний структурный этаж, не учитывая всех деталей строения верхнего этажа.

Гораздо чаще успешное решение задачи достигается сочетанием сейсморазведки с параметрическим бурением, причем детальные сейсмические исследования выполняются МРПП (реже — методом управляемого «плоского фронта»). О необходимости и успешности сочетания МРПП со структурным бурением свидетельствует практика работ в Актюбинском Приуралье, Азербайджане и других районах. «Щероховатость» сейсмических границ и некоторые другие причины, способствующие рассеянию сейсмической энергии, для МРПП представляют преодолемое препятствие. Сложная форма залегания геологических границ, наличие несогласий, подвернутых крыльев и т. п. — все эти особенности структуры изучаются с помощью МРПП или МОВ (с использованием магнитной записи). Пример детального сейсмогеологического разреза показан на рис. 95.

Очень большой вклад в развитие приемов изучения таких сложных структур сделал коллектив геофизиков МИНХ и ГП во главе с Л. А. Рябинкиным. Исследователи этой школы, на протяжении многих лет развивающие теорию и практику МРПП, резко расширили возможность применения сейсморазведки в сложных условиях, повысили глубину и точность структурных построений. Практика показывает, что МРПП занимает важное место в ряду наиболее мощных и точных средств структурной геофизики.

Подытоживая параграф, отметим, что структуры складчатых областей по сравнению с пологими платформенными структурами геофизическими методами обнаруживаются легче; детальное изучение структур представляет более сложную задачу; разведка залежей требует значительного числа глубоких скважин.

§ 19. Геофизические исследования в скважинах при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений

Исследования в скважинах являются неотъемлемой и все возрастающей частью комплекса поисково-разведочных работ на нефть и газ. Разнообразные измерения и операции проводятся на всех этапах работ, начиная от предварительных поисков и кончая эксплуатационной разведкой. По характеру решаемых задач и связи с другими геолого-геофизическими исследованиями скважинные геофизические наблюдения могут быть условно подразделены на четыре группы.

1. Исследования с целью расчленения разреза на отдельные пласты и литологической характеристики горных пород.
2. Исследования, выполняемые в непосредственной связи с полевыми геофизическими работами.
3. Исследования коллекторов и степени насыщения их нефтью, газом и водой.

4. Исследования технического состояния скважин (в настоящем параграфе ввиду специфичности задач и методов решения не рассматриваются).

ИССЛЕДОВАНИЯ С ЦЕЛЮ РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА И ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Расчленение разреза на отдельные пласты, определение местоположения и мощности последних, а также литолого-фациальной характеристики вскрытых горных пород является наиболее успешно решаемой задачей. Самое важное значение расчленение разреза и его литолого-фациальная характеристика имеют на этапах предварительных и детальных поисков. Пласты различной мощности и состава выделяются по комплексу данных электрического и радиоактивного каротажа. Обычно для этой цели используют кривые стандартного каротажа градиент- и потенциал-зондами, кривые изменения естественной разности потенциалов (ПС), естественной радиоактивности (ГК), а также кривая нейтронного гамма-каротажа (НГК) и кавернограмма. Границы и мощность пластов уточняются с помощью микрозондов, которые обеспечивают наилучшую в сравнении с другими методами детальность расчленения разреза, а литологическая характеристика корректируется боковым каротажным зондированием и отбором грунтов.

Стандартные измерения для расчленения разреза выполняются в масштабе глубины 1 : 500, детализация исследований — в масштабе 1 : 200.

Как правило, указанный комплекс методов позволяет получать надежные материалы и полноценно документировать скважины. В сложных условиях при интерпретации каротажных диаграмм допускаются ошибки. В таких случаях из комплекса исключаются малоэффективные методы и необходимо дополнительно проводить более трудоемкие исследования либо наблюдения с новейшей аппаратурой.

Существенные затруднения при определении параметров пластов возникают в случае частого чередования пород, резко отличных по своим характеристикам. Измеряемые эффекты неизбежно усредняются, что приводит к искаженному представлению о свойствах горных пород. Повышение разрешающей способности достигается применением специальных схем бокового электрического каротажа с фокусировкой тока, в том числе и микроустановок для бокового каротажа, которые плотно прижимаются к стенкам скважины. Однако и этот способ не универсален, так как большое влияние на интенсивность измеряемых аномалий оказывает зона проникновения буровой жидкости в пласт.

Чтобы физические параметры этой зоны возможно меньше отличались от физических параметров пластов, применяются некоторые способы. Иногда, если условия бурения это позволяют, горные породы вскрывают на буровом растворе, минерализация которого

близка к минерализации пластовых вод. Компромиссные решения не всегда удобны, притом не только с точки зрения условий бурения. При сильной минерализации бурового раствора, близкой к минерализации пластовых вод, резко уменьшается дифференциация кривой ПС, за счет влияния скважины искажается величина кажущегося электрического сопротивления против пластов малой проводимости и т. д.

Стандартный электрический каротаж малоприменим для расчленения карбонатного разреза. Выделение отдельных литологических разновидностей карбонатных пород проводится с помощью радиоактивных методов исследования, бокового электрического каротажа и каверпометрии. При широком развитии песчано-глинистых пород, которые мало отличаются друг от друга по содержанию водорода, а также легко и неравномерно размываются при бурении, падает эффективность обычных нейтронных методов каротажа (НГК и НКК).

Большое значение для характеристики состава изучаемых пород будет иметь развитие методов каротажа, основанных на исследовании спектрального состава гамма-квантов, возникающих при облучении горных пород нейтронами. Разрабатывается аппаратура для оценки с помощью каротажа содержания в горных породах ряда элементов: Са, Si, Н, S, Cl, Fe, С, О. Однако техническая доводка измерительных схем для каротажа глубоких скважин, видимо, потребует еще нескольких лет.

В условиях, когда методы электрического, а иногда и радиоактивного каротажа дают ненадежные результаты, особенно полезно включение в комплекс исследований акустического каротажа. По кривым интервальной скорости или времени пробега импульсов упругих колебаний отчетливо различаются и распознаются основные типы осадочных пород: глины, песчаники, каменная соль, ангидриды и т. д.

При интерпретации каротажных диаграмм в качестве отправных данных используются материалы изучения керна отдельных скважин и пробы пород, отобранные в скважинах грунтоносами. После того как соответствие типичных особенностей кривых и характерных особенностей разреза установлено, скважинные исследования ведутся без отбора керна или сопровождаются незначительным отбором. Палеонтологические и другие данные весьма редко корректируют выводы, полученные с помощью каротажа. Однако иногда стремление уменьшить отбор проб и керна принимает чрезмерный характер и приводит к ошибкам.

Способность геофизических методов очень детально расчленять разрез, с высокой точностью определять мощность слоев, пачек, толщ вполне объясняет принятую практику, согласно которой в нефтегазоносных районах все структурные карты, разрезы, различные пластовые карты, основанные на материалах бурения, строятся с использованием каротажных кривых. По данным каротажа выявляются изменения литологии, определяются крупные и небольшие по амплитуде сбросы, надвиги. Данные каротажа широко

используются для характеристики литологических и фацальных изменений в локальном и региональном плане, для решения спорных вопросов стратиграфической принадлежности тех или иных отложений и т. п. Так, например, с помощью карт равных мощностей песчаников, выделяемых по данным электрического и радиоактивного каротажа, обнаруживаются русла древних рек, с которыми связаны стратиграфические ловушки.

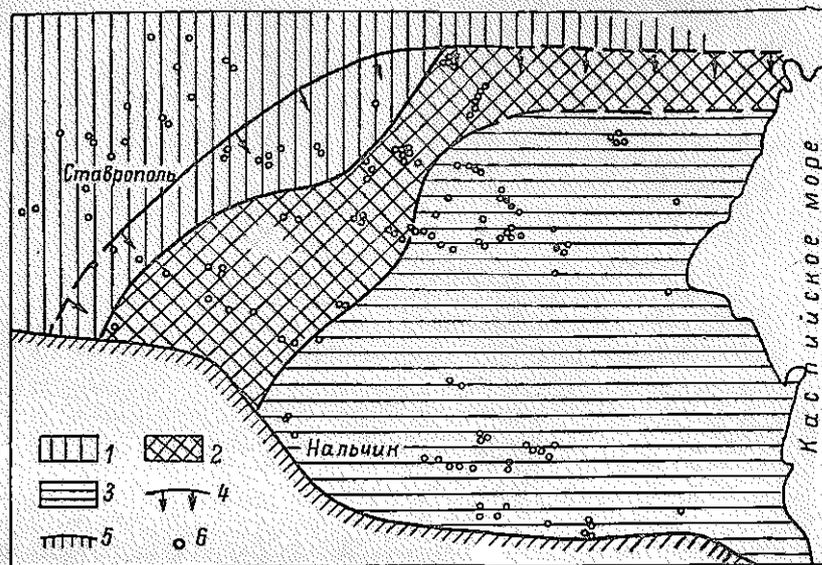


Рис. 96. Карта характерных однотипных областей нижнепалеогеновых отложений Предкавказья [Итенберг, 1965].

Области: 1 — развития терригенных пород, 2 — переходная, 3 — развития карбонатных пород; 4 — граница зоны повышенной гамма-активности пород кумукхской свиты; 5 — линии выхода на поверхность верхнепалеогеновых отложений; 6 — точки наблюдений.

Для изучения литолого-фацальных изменений осадочных образований широко используется прием построения карт геофизически однотипных областей [Итенберг, 1965]. По особенностям каротажных диаграмм выделяются области, для которых характерно приблизительно постоянное состава отложений, заключенных между реперами либо непосредственно отмечаемых легко опознаваемыми аномалиями. Изучая закономерное распределение по площади таких однотипных областей, можно установить направление и зоны постепенного замещения терригенных отложений карбонатными и другие особенности разреза, важные для проведения поисковых работ. Карта однотипных областей нижнепалеогеновых отложений Предкавказья изображена на рис. 96.

При наличии в разрезе часто чередующихся пластов небольшой мощности, образующих в первом приближении однородные толщи,

для анализа привлекаются статистические методы. Обработка каротажных материалов позволяет установить такие особенности, как изменение расстояния от источников сноса, условия осадконакопления и т. п. Необходимые вычисления выполняются с помощью электронных вычислительных машин (ЭВМ).

Положительные результаты, достигнутые методами геофизики при исследовании разрезов скважин, не означают полного благополучия. Следует принять во внимание, что средняя глубина исследуемых скважин непрерывно возрастает. По мере увеличения глубины все большая часть отложений оказывается представленной плотными разностями, физические свойства которых вследствие больших давлений и температур имеют тенденцию к нивелировке. Резко усложняются условия работы геофизической аппаратуры. В глубоких скважинах Предкавказья давление на скважинный снаряд нередко близко к тысяче атмосфер, а температура на забое достигает 140—150° С. В глубоких скважинах становится особенно заметным проникновение фильтрата бурового раствора в пласты. По мере того как буровой инструмент вскрывает пласты горных пород, буровая жидкость инфильтруется в поры и трещины, что приводит к вытеснению пластовой воды, нефти и газа и сопровождается резким изменением физических параметров отложений.

Ценнейшая геологическая информация, ради которой проводится дорогостоящее бурение, частично оказывается недоступной, так как радиус действия многих методов каротажа меньше, чем зона проникновения фильтрата бурового раствора.

По мнению ряда исследователей, наиболее радикальное решение проблемы — проведение скважинных исследований в процессе бурения. Технически такой каротаж еще не осуществлен, хотя опытные исследования и разработки ведутся. Более простой путь — увеличение эффективного радиуса исследования и проведение измерений сразу же после прекращения бурения (с одновременным измерением многих физических параметров). Последующее повторение исследований через некоторые промежутки времени позволяет установить динамику процесса фильтрации.

Кроме того, есть определенные признаки, подтверждающие предположение, что при высоких давлениях и температурах нарушаются привычные связи между литологическим составом и геофизическими аномалиями, причем особенно видоизменяются показания электрокаротажа.

Влиянием зоны проникновения бурового раствора не ограничиваются трудности изучения разреза глубоких скважин. Вследствие деформации кабеля возрастают ошибки привязки геофизических данных, поэтому возникает потребность создания искусственных промежуточных реперов.

Таким образом, задача изучения разреза глубоких скважин с помощью геофизических методов успешно решается. Однако некоторые аспекты еще не ясны и будут устанавливаться в процессе исследований.

Для повышения геологической эффективности, видимо, требуется более тесная увязка способов вскрытия пород с методами изучения разреза.

ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНАХ, ВЫПОЛНЯЕМЫЕ В ПОМОЩЬ ПОЛЕВЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ РАБОТАМ

Исследования в скважинах, выполняемые непосредственно в помощь полевым геофизическим работам, приобретают все большее распространение. Главная причина состоит в том, что подключение части глубокого бурения непосредственно к полевым геофизическим исследованиям существенно повышает эффективность остальной части бурения и общие результаты поисково-разведочных работ. Наглядным примером служат поисково-разведочные работы на нефть и газ в США, где в последние годы отчетливо наметилась тенденция увеличения числа скважин, непосредственно не вскрывающих залежи нефти и газа (табл. 6).

ТАБЛИЦА * 6

Показатели поисково-разведочного бурения в США	Годы				
	1956	1958	1960	1961	1962
Прирост запасов нефти и газа, млн. т	987	532	983	1138	861
Объем поисково-разведочного бурения, млн. м	17.6	13.3	13.6	12.6	12.2
Прирост запасов нефти и газа на 1 м проходки, т	56	40	72	90	70
Эффективность бурения 1 скважины (нефть и газ суммарно), тыс. т	77	55	103	136	110
Процент скважин, давших нефть и газ	11.4	10.7	9.7	9.7	9.5

* Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., Недра, 1965.

Из табл. 6 следует, что в США регулярно сокращается процент продуктивных скважин, вместе с тем сокращается и общий объем бурения, а главные экономические показатели — прирост запасов на каждый метр глубинного бурения и общий прирост запасов — имеют тенденцию к увеличению. Эта тенденция означает, что все большее число скважин вместе с геофизическими исследованиями служит детальному «наведению» небольшой части скважин, которые после всех предварительных работ вскрывают богатые залежи.

Поскольку геофизические методы привлекаются к решению задач повышенной сложности (изучение глубоких структурных этажей, сложно построенных складок и т. п.), более тесная связь с бурением

крайне необходима для уменьшения неоднозначности интерпретации геофизических материалов и увеличения точности структурных и других построений.

Первоначально исследования в скважинах использовались главным образом для стратиграфической привязки опорных геофизических горизонтов, для введения поправок, исключая систематические ошибки в положении прослеживаемых границ, для уточнения физических параметров толщ горных пород, являющихся объектом исследования или перекрывающих изучаемые объекты. В дальнейшем появились новые направления, о которых сказано ниже.

Материалы стандартного электрического каротажа скважин требуют лишь обобщения для сопоставления их с данными полевой электроразведки методами ВЭЗ, ТТ, МТН и др. Параметрические наблюдения выполняются непосредственно вблизи скважин. Если при электрическом каротаже оценка средних значений физических параметров (удельной и суммарной проводимости и т. п.) выполняется путем расчетов по кривым, обладающим излишней детальностью, то при сейсмическом каротаже непосредственно регистрируются усредненные величины. Сейсмический каротаж получил наибольшее распространение в районах детальных поисковых сейсмических работ. График изменения пластовой скорости с глубиной, определенный по кривой средней скорости, дает наглядное представление о вероятной приуроченности основных отражающих и преломляющих горизонтов.

Во многих случаях детальность кривой изменения пластовой скорости недостаточна для решения вопроса о приуроченности сейсмических волн к тем или иным границам, не вполне надежно выделяются тонкие пласты, резко отличающиеся повышенной или пониженной пластовой скоростью.

На основании известных эмпирических соотношений между скоростью распространения продольных волн и плотностью делают успешные попытки использовать материалы сейсмокаротажа скважин для оценки средней плотности осадочных образований. Такие оценки необходимы для объяснения аномалий силы тяжести. Французский геофизик Клод Айнард (1962) по материалам сейсмокаротажа классифицировал осадочные бассейны на группы с различной степенью применимости гравиразведки для выявления и изучения структур в толще осадочных пород.

Существенную помощь гравиразведке оказывает плотностной каротаж. Как правило, результаты плотностного каротажа более надежны в скважинах, пробуренных с раствором на нефтяной основе. Такой раствор способствует малой величине и уплотненности глинистой корки, образующейся при фильтрации буровой жидкости в пласт. Толстая корка может быть причиной занижения плотности в сравнении с действительной величиной.

Одно из применений плотностного каротажа скважин — учет региональных изменений плотности в толще пород. Разделение аномалий на региональные и локальные с помощью дополнительной

информации, несомненно, более обоснованно, чем разделение только по статистически определенной изменчивости аномалий разных порядков. Пример определения регионального фона по материалам плотностного каротажа четырех скважин показан на рис. 97. В данном примере совпадение результатов, полученных при выделении регионального фона разными способами, очевидно. В других случаях только часть регионального изменения силы тяжести объясняется изменением плотности вскрытых пород. Тем более обоснованно можно обсуждать причины остаточной аномалии.

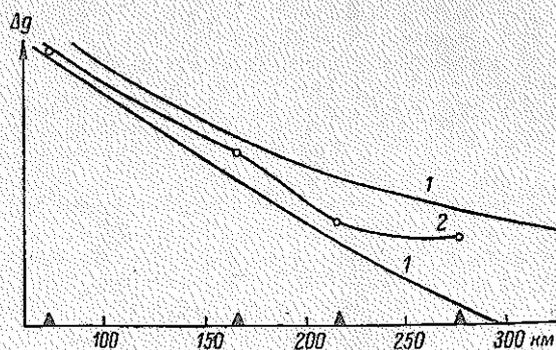


Рис. 97. Учет регионального фона по данным плотностного каротажа (Ж. Широ, 1962).

Региональная аномалия: 1 — выделенная методом усреднения (при разных параметрах); 2 — обусловленная закономерным изменением плотности вскрытых отложений.

Точное определение средней скорости распространения волн, средней проводимости литолого-фациальных комплексов горных пород — весьма важная часть программы скважинных геофизических исследований. Наряду с такими определениями все большее значение приобретают детальные скважинные исследования, способствующие резкому повышению разрешающей способности полевых геофизических исследований главным образом сейсмическими методами. Потребности практики вызвали к жизни новые направления в сейсморазведке. Одно из таких направлений — построение и использование синтетических сейсмограмм; второе — сочетание горизонтального и вертикального сейсмического профилирования.

Синтетические сейсмограммы появились вслед за широким распространением акустического каротажа. Сопоставляя материалы сейсмического и акустического каротажа, геофизики убедились, что ранее, когда применялся только сейсмический каротаж, представления об изменении упругих свойств горных пород с глубиной были очень упрощенными. Фактическое изменение скорости волн даже в пределах, казалось бы, однородных толщ может быть весьма сложным. Рассматривая произвольное, но в каждом конкретном

случае определенно заданное изменение скорости в функции от глубины, установленное акустическим каротажем, можно вычислить изменение с глубиной коэффициента отражения упругих волн. С этой целью необходимо дополнительно привлечь сведения об изменении по разрезу плотности горных пород.

Чаще всего расчеты выполняются упрощенно, при этом считается, что плотность остается приблизительно постоянной в пределах крупных комплексов пород. При обычных, т. е. небольших, изменениях коэффициента отражения такое допущение не приводит к большим ошибкам. Суммируются отраженные волны, которые образуются на всех границах, где изменяется акустическая жесткость. Амплитуды волн пропорциональны коэффициентам отражения и учитывают поглощение. При наличии только нескольких четких границ раздела отраженные волны хорошо отделены друг от друга. При сближении нескольких отражающих границ с различными коэффициентами отражения синтетическая сейсмограмма покажет интерференционную запись, причем будет видно до постановки полевых работ, как особенности записи согласуются с разрезом осадочных пород.

Изменение ожидаемой формы сейсмической записи на протяженном профиле, пересекающем три скважины, показано на рис. 98. Пример относится к одному из районов на северо-западе Франции. Горизонт, прослеживаемый сейсморазведкой, приурочен к границе отложений средней и нижней юры. В соответствии с синтетической сейсмограммой выделение отраженной волны, связанной с изучаемым горизонтом, вблизи скважины Виллекёр не представит трудности. Более сложная форма записи ожидается вблизи скважины Ивето. Наиболее затруднено выделение волн в районе скважины Углевилль, однако и здесь наличие синтетической сейсмограммы облегчит выделение соответствующих фаз отражений на полевых

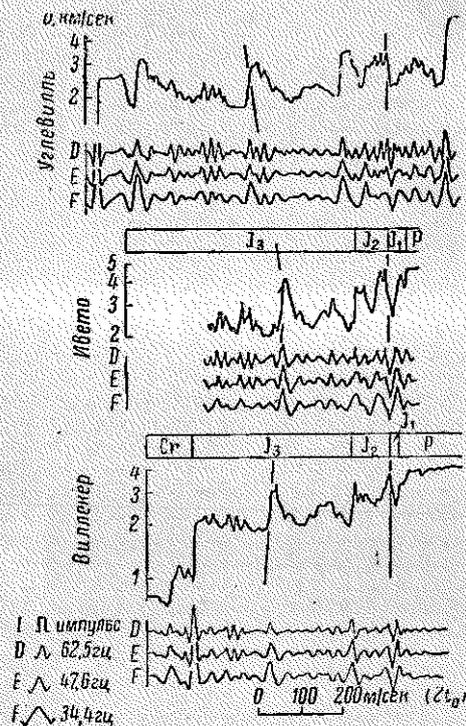


Рис. 98. Сравнение синтетических сейсмограмм, построенных без учета кратных отражений (Ж. Делавлаше, Р. Хагеманн и П. Боллард, 1963).

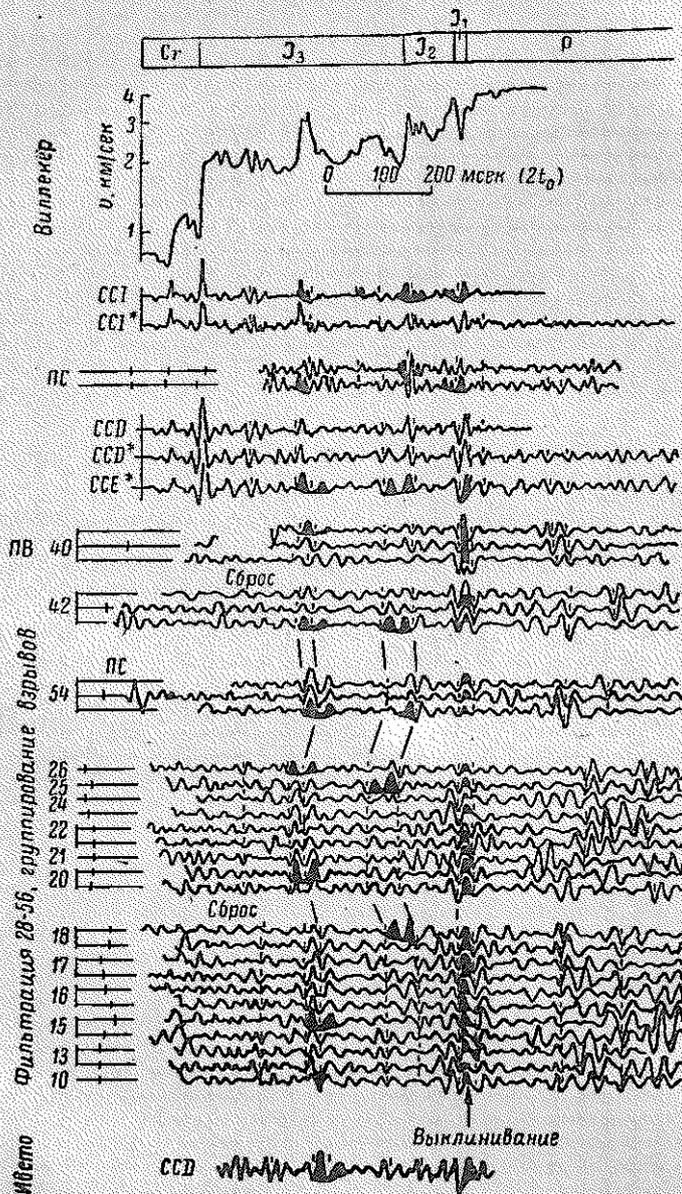


Рис. 99. Корреляция полевых (ПС) и синтетических (СС) сейсмограмм между скважинами Виллекёр и Ивето (Ж. Деланланше и др., 1963). Знаком * отмечены сейсмограммы с учетом кратных волн; остальные условные обозначения см. на рис. 98.

сейсмограммах. Корреляция полевых сейсмограмм в интервале между скважинами Виллекёр и Ивето и соответствие этих сейсмограмм синтетическим записям колебаний показано на рис. 99.

Важное значение синтетические сейсмограммы будут иметь для решения проблемы поисков стратиграфических и литологических ловушек. Тонкие фациальные изменения в пределах изучаемых горизонтов или выклинивание отдельных пластов проявляются в закономерном изменении скорости распространения упругих волн. Имея кривые акустического каротажа по двум скважинам, можно заранее определить, как будет изменяться форма сейсмической записи при разных вариантах строения участка, заключенного в интервале между скважинами.

Применение синтетических сейсмограмм означает переход к более высокой степени развития теории сейсморазведки по сравнению с тем периодом, когда ограничивались построением теоретических годографов. При построении синтетических сейсмограмм приближение к действительности получается гораздо более полным.

Очень существенно то обстоятельство, что в случае отсутствия диаграмм акустического каротажа для предварительных построений могут быть использованы диаграммы электрического и радиоактивного каротажа. Коэффициент отражения упругих волн связан корреляционными соотношениями с изменением других физических параметров. Сопоставление материалов каротажа и данных по изучению плотности и скорости пород показало (А. К. Урупов, Ю. А. Бяков, 1964), что имеется связь между величинами $K_{от}$, K_p и K_n , определяемыми равенствами

$$K_{от} = \frac{\sigma_i v_i - \sigma_j v_j}{\sigma_i v_i + \sigma_j v_j}, \quad K_p = \frac{\rho_i - \rho_j}{\rho_i + \rho_j}, \quad K_n = \frac{I_i - I_j}{I_i + I_j}, \quad (10)$$

где σ , v , ρ , I — соответственно плотность, скорость, кажущееся электрическое сопротивление и интенсивность вторичного гамма-излучения при нейтронном гамма-каротаже.

Коэффициент корреляции достигает 0,9—0,95. На рис. 100 показаны результаты сопоставления $K_{от}$ и K_n по Пермскому Приуралью.

Пример сопоставления диаграммы акустического каротажа и трансформированной диаграммы электрического каротажа показан на рис. 101. Скважина, в которой проведены сопоставляемые геофизические измерения, находится на северо-западе Парижского бассейна. Следует добавить, что коэффициенты, вычисленные по

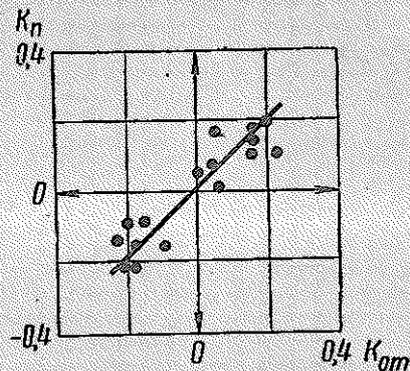


Рис. 100. Сопоставление коэффициентов $K_{от}$ и K_n (А. К. Урупов и Ю. А. Бяков, 1964).

формулам (10), связаны более тесно, чем соответствующие кривые скорости, электрического сопротивления и другие, так как при вычислении разностей исключаются многие систематические расхождения.

Весьма перспективно направление геофизических исследований в скважинах — вертикальное профилирование. Исследования по вертикальному сейсмическому профилированию выполняются Институтом физики Земли АН СССР (Е. И. Гальперин и др.). Задачи, которые разрешаются с помощью вертикального профилирования, во многом сходны с теми, которые перечислялись при обсуждении синтетических сейсмограмм. Методы решения задач существенно различаются.

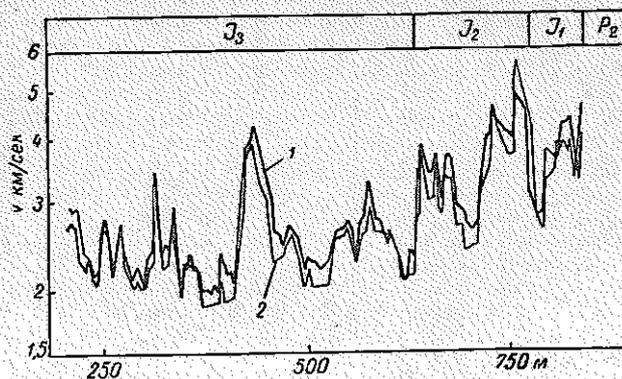


Рис. 101. Сопоставление диаграммы акустического каротажа (1) с трансформированной диаграммой электрического каротажа (2) (Ж. Деланлаше и др., 1963).

При вертикальном сейсмическом профилировании получаются системы годографов всех волн, изучаемых обычно на земной поверхности. Основное преимущество комбинированного применения вертикального и горизонтального профилирования заключается в том, что волны непрерывно прослеживаются от тех границ, на которых они образовались, до дневной поверхности, где наблюдения продолжаются по обычной методике. Таким образом, легко осуществляется стратиграфическая привязка полезных волн, определяются их типы, выделяются волны-помехи (многократные отражения и т. п.).

Существенное отличие такой методики от применения синтетических сейсмограмм ясно из того, что сходное решение достигается без каких-либо упрощающих предположений и без погрешностей, связанных с недостаточно детальным изучением физических параметров горных пород. Вместе с тем было бы неправильно противопоставлять эти методы.

Можно ожидать, что в дальнейшем по мере совершенствования и удешевления бурения комбинирование его с сейсморазведкой приобретет еще более широкий характер. Во многих нефтеперспек-

тивных районах поверхностные сейсмогеологические условия таковы, что верхний, резко неоднородный слой пород мощностью 200—300 м поглощает и искажает сейсмическую информацию о строении глубинных горизонтов. Возможно, что наблюдения трехкомпонентными приборами по вертикальным профилям, располагающимся в редких скважинах, которые будут разделены большим расстоянием, чем принято при поисках складок структурным бурением, окажется эффективным средством изучения больших глубин. Такое решение сходно с тем, о котором мечтают астрономы, стремящиеся вынести свои приборы за пределы неоднородной земной атмосферы, искажающей результаты наблюдений. Очевидно, что затраты на бурение должны быть экономически оправданы получением дополнительной информации, в частности заключенной в динамических особенностях регистрируемых сейсмических волн.

ВЫДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ И ОЦЕНКА ИХ НАСЫЩЕНИЯ

Выделение в разрезе коллекторов, оценка их пористости и проницаемости, степени насыщения нефтью, газом и водой, по существу, представляет самую главную задачу скважинных геофизических исследований на этапах детальных поисков, предварительной и детальной разведки залежей.

Для решения названной задачи привлекаются все известные методы электрического, радиоактивного и акустического каротажа в сочетании с отбором грунтов. Сложность проблемы выделения в разрезе коллекторов и оценки их насыщенности объясняется тем, что основные свойства коллекторов (пористость и проницаемость), не будучи полностью независимыми, связаны сложными и многомерными стохастическими связями с теми параметрами, которые изучаются методами скважинной геофизики.

Обстоятельные исследования современных морских отложений, осадков, образовавшихся в дельтах рек, и кернового материала, полученного при бурении скважин, показало, что между пористостью песчаников и логарифмом их проницаемости существует корреляционная зависимость. Однако эта связь становится заметной только для пород, гранулометрический состав которых изменяется в узких пределах. В реальных горных породах распределение частичек и пор по размерам может охватывать значительный интервал, поэтому поры, определяющие проницаемость, могут составлять лишь некоторую и не обязательно постоянную часть общего порового пространства. Это объясняет изменение проницаемости терригенных пород при постоянстве их пористости.

Еще более осложняется картина при рассмотрении карбонатных пород, для которых наряду с гранулярными коллекторами весьма характерны трещинные и кавернозные коллекторы и различные комбинации последних. Чтобы преодолеть эти трудности, широко проводятся исследования и разработки новых методов и приемов изучения скважин. Обзор развития скважинной геофизики за последние

25—30 лет (Дж. Гамильтон, 1962) показывает, что крупные открытия такого уровня, как разработка метода нейтронного гамма-каротажа либо метода акустического каротажа по затуханию амплитуд упругих волн, следуют регулярно, в среднем через каждые 3—4 года. Технические усовершенствования образуют непрерывный поток. В такой динамичной обстановке особенно затруднительно говорить о каких-либо неизменных «рецептах», с помощью которых выделяются коллекторы и оценивается их нефтегазонасыщенность. Каждая группа приемов может считаться оптимальной только в определенных геологических условиях и в определенный период времени. Это не означает, что не могут быть намечены более широкие закономерности, справедливые при широком круге условий.

Опыт практического применения известных методов каротажа показывает, что ни один из них не может претендовать на исключительное положение. Каждый новый метод через некоторое время дополняется обстоятельными оценками его действительной полезности. Иногда оказывается, что полезность метода ограничивается сравнительно узким классом задач, как это произошло с методом вызванной поляризации (ВП). Первоначально метод рекомендовался для оценки проницаемости пластов. В дальнейшем было установлено, что с наибольшей надеждой на успех метод ВП может быть использован при изучении трещинных коллекторов, тогда как проницаемость песчаников, определенная по керну, мало согласуется с относительной величиной ВП.

В целом достоверность геофизических рекомендаций, основанных на применении новых методов, повышается, хотя каждый метод наиболее эффективен лишь при соблюдении постоянства некоторых условий. Так, например, определение пористости пород по материалам акустического каротажа не может быть в удовлетворительной степени точным, если неизвестным образом изменяется литологический состав, в частности глинистость пород. Глинистость пород в свою очередь может быть установлена по кривым естественной поляризации (ПС) или гамма-активности (ГК). Однако потенциал ПС обуславливается не только содержанием глинистых минералов в породе, но и характером распределения глинистых частиц. Гамма-активность глины не зависит от многих факторов, влияющих на аномалии ПС (минерализация фильтрата бурового раствора и т. д.), и пропорциональна весовому содержанию глинистых частиц в породе. Однако в процессе седиментации глины могут обогатиться аномально высокими концентрациями радиоактивных элементов, что вызовет нарушение связи между показаниями ГК и глинистостью пород.

Таким образом, можно наметить длинные структурные цепи, в которых одни методы каротажа будут сочетаться с другими. Некоторые из таких сочетаний оказываются оптимальными. Во всех случаях комплекс геофизических исследований в скважинах дополняется изучением керна и опробованием пород с помощью грунтоносов.

Оптимальные сочетания методов, а также эффективность скважинной геофизики неодинаковы при изучении коллекторов, приуроченных к терригенным и карбонатным породам. Последние представляют наиболее трудный случай.

Качественное выделение проницаемых терригенных пород среди более плотных разностей обычно осуществляется по материалам электрического каротажа. Количественная оценка проницаемости по геофизическим данным недостоверна, соответствующие методики мало обоснованы. Оценка пористости коллекторов, если она основана на показаниях какого-либо одного метода электрического или радиоактивного каротажа, редко бывает точной. Погрешность оценки достигает 20% от изучаемой величины. Более удовлетворительные результаты получаются в случае применения показаний нескольких независимых методов.

Наиболее сложно выделение коллекторов при чередовании в разрезе маломощных пластов с резко отличными физическими свойствами. Кривые ПС и ГР становятся расплывчатыми, так что ширина аномалий превышает размеры пластов, а интенсивность определяется со значительной погрешностью. Экранирующее влияние плотных пород создает эффект, аналогичный повышающему проникновению бурового раствора. Для выделения коллекторов в таких условиях используют микрозонды или индукционный зонд ближнего действия.

Для того чтобы решить, является ли пласт продуктивным либо водоносным, обязательно привлекают данные нескольких методов. Чаще всего сопоставляют данные тех методов, которые в равной степени способны учесть влияние большей части факторов, вызывающих аномалии, и лишь в главном (продуктивность или непродуктивность) отличаются разной чувствительностью. Прямым методом оценки продуктивности считается газовый каротаж. Однако этот метод не очень надежен. Далек не все пласты, отмечаемые повышенными газопоказаниями, оказываются продуктивными, равно как действительно продуктивные пласты иногда пропускаются. Неоднозначные показания газового каротажа известны по многим районам Западной Сибири, Предкавказья и Средней Азии. Одна из причин неоднозначности — задавливание фильтра бурового раствора в пласты. Проникновение фильтра зависит от разности давления и коллекторских свойств пород. Повышение эффективности газового каротажа достигается путем тщательной количественной оценки вариаций компонентного состава тяжелых газообразных углеводородов с помощью хроматермографического анализа и других приемов.

Обычно промысловые геофизики стремятся использовать такую методику, которая учитывает влияние на аномалии непосредственно нефти и газа, насыщающих пласт. В условиях очень глубокого проникновения фильтра бурового раствора приходится оперировать эффектами, обусловленными остаточной нефтью и газом. Основной метод оценки продуктивности терригенных отложений — метод

сопротивлений, который используется в разных сочетаниях с методом ПС и другими видами каротажа (акустическим и пр.).

Принципиальная схема расчетов при использовании материалов электрического, акустического и плотностного каротажа выглядит следующим образом.

Плотность пласта, измеряемая гамма-гамма-каротажем, является функцией плотности песчаных и глинистых прослоев, плотности фильтрата бурового раствора и пористости. Помехи в измерениях создает глинистая корка.

Интервальное время, измеряемое акустическим каротажем, зависит от скорости распространения упругих волн в песчаных и глинистых прослоях, скорости распространения ультразвука в фильтрате буровой жидкости и от пористости. Некоторая неопределенность результатов появляется вследствие того, что неясно, насколько цементированы песчаники.

Пренебрегая помехами, по величине измеренной плотности и интервального времени легко определить пористость и глинистость. Расчеты выполняются с помощью специальных палеток. Поправка за глинистость позволяет оценить электрическое сопротивление, характерное только для прослоев песчаника. Необходимые для этого подсчета сведения об удельном электрическом сопротивлении глины и электрическом сопротивлении глинистого коллектора дает электрический каротаж.

Коэффициент пористости и удельное электрическое сопротивление пластовой воды позволяют вычислить электрическое сопротивление пласта при полной его водонасыщенности $\rho_{п. в}$. Пористость найдена по данным плотностного и гамма-гамма-каротажа, электрическое сопротивление пластовых вод известно в результате предыдущих работ в районе поисков месторождений.

Подсчет отношения $Q = \frac{\rho_p}{\rho_{п. в}}$ укажет, в какой мере электрическое сопротивление изучаемого коллектора отличается от того значения, которое он имел бы, будучи насыщен пластовой водой. В зависимости от местных геологических условий определяется некоторое критическое отношение Q , превышение которого указывает, что пласт продуктивен.

Привлечение большого числа кривых, записанных различными скважинными приборами, повышает надежность интерпретации и вместе с тем усложняет ее, так как приходится одновременно оперировать со множеством признаков, которые одновременно (но каждый по-своему и со своей чувствительностью) указывают на несколько особенностей разреза. Для того чтобы облегчить интерпретацию, идут по пути взаимной компенсации признаков, указывающих на одни и те же особенности. При этом в целом картина становится гораздо более простой и заметнее выделяются наиболее интересные подробности разреза. Расчеты, сходные либо более упрощенные по сравнению с теми, которые перечислены выше, выполняются непрерывно для всей продуктивной толщи разреза.

В качестве примера рассмотрим рис. 102 [Tixier, 1962], на котором изображены кривые электрического (*I*) и акустического (*II*) каротажа и кривые (*III* и *IV*), полученные в результате трансформации исходных данных. Электрическая характеристика двух мощных пластов, которые можно выделить в приведенной части разреза, весьма сходна. Пласты отличаются близкими по величине аномалиями сопротивления и естественной разности потенциалов. Материалы акустического каротажа показывают, что верхний пласт имеет меньшую пористость, так как ему соответствует меньшая величина

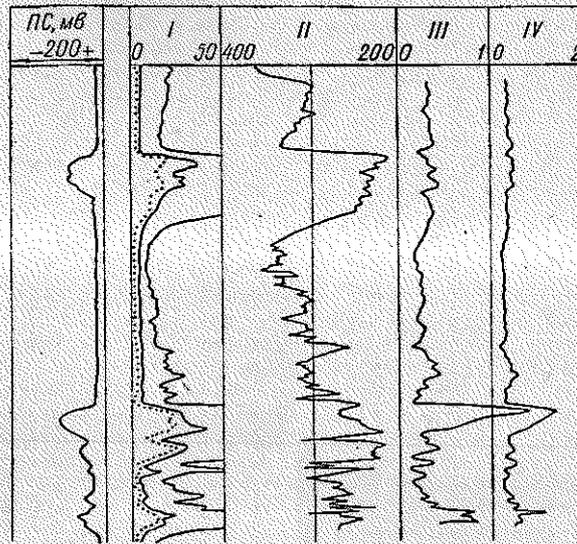


Рис. 102. Методика совместной интерпретации данных индукционного и акустического каротажа [Tixier, 1962].

интервального времени. Таким образом, одинаковые электрические аномалии против пластов объясняются суммарным влиянием разных причин.

Интервальное время, измеряемое в акустическом каротаже, прямо связано с относительным сопротивлением (другими факторами в данном случае пренебрегаем). Поделив показания, снятые с индукционного зонда, на относительное сопротивление, вычисленное по данным акустического каротажа, получаем кривую *III*. Эта кривая имеет гораздо более простой вид, чем кривые электрического (*I*) и акустического (*II*) каротажа. По существу, она имеет смысл кривой сопротивлений, приведенной к единой пористости.

Кривая *IV* получена путем деления показаний малого потенциалзонда на произведение относительного сопротивления и удельного сопротивления фильтрата бурового раствора. Она относится к зоне пород, более близкой к стволу скважины, чем кривая *III*. На кривой

IV не сказываются изменения удельного сопротивления фильтра бурового раствора и пористости пород. Поэтому она имеет еще более простой вид, чем кривая *III*.

В результате преобразования кривых электрического и акустического каротажа выделяется лишь один пласт, заслуживающий внимания как продуктивный. Разработаны автоматические устройства, позволяющие вычислять и записывать кривые *III* и *IV*, получившие в США название «кривые анализа пластов», одновременно с записью обычных кривых электрического, акустического и плотностного каротажа.

Изучение коллекторов в карбонатных породах представляет трудную и вместе с тем важную задачу. К карбонатным отложениям приурочены нефтяные и газовые горизонты многих крупнейших месторождений мира. В качестве примера укажем на месторождения, сосредоточенные в бассейне Персидского залива, где основные продуктивные горизонты связаны с третичными, меловыми и частично юрскими известняками. В Северной Америке значительная часть нефти и газа добывается из палеозойских доломитов и известняков Мидконтинента, Скалистых гор, Мичиганского и Иллинойского бассейнов, а также из юрских и меловых известняков Галф-коста. Удельный вес добычи из залежей в карбонатных отложениях земного шара в скором времени приблизится к половине суммарной добычи. В СССР поиски и разведка залежей в карбонатных породах осуществляются недостаточно энергично, хотя карбонатные породы составляют значительную часть разреза Русской и Восточно-Сибирской платформ, широко представлены в осадочном чехле Скифской и Туранской плит и многих межгорных впадин.

В карбонатных отложениях установлены как обычные по размерам, так и уникальные пласты-коллекторы; мощность последних измеряется многими сотнями метров, а этаж нефтегазоносности — сотнями метров (газовое месторождение Суи в Западном Пакистане имеет этаж газоносности 200 м, на месторождениях Ага-Джари и Гач-Саран в Иране высота массивных залежей в трещиноватых известняках превышает 1000 м) (В. Б. Оленин, 1965).

Геофизические методы с неодинаковым успехом используются для изучения гранулярных, трещинных и кавернозных коллекторов.

Относительно просто решается задача в случае гранулярных коллекторов, таких как калькарениты Саудовской Аравии или некоторые известняки Поволжья, обладающие нормальной межзерновой пористостью. Изучение гранулярных коллекторов в известняках во многом похоже на изучение песчанников. Основные методы, применяемые при выделении таких коллекторов в разрезе и оценке их насыщенности, — электрический, радиоактивный (в том числе НРК, НКК, импульсный нейтронный гамма-каротаж), газовый каротаж и акустический каротаж по скорости.

Изучение коллекторов трещинного типа сопряжено с большими трудностями. Трещинная пористость обычно мала и составляет лишь незначительную часть общей пористости. Поэтому нейтронный

гамма-каротаж, показания которого в существенной степени зависят от общей суммарной пористости, отмечает трещинные зоны очень малыми изменениями интенсивности гамма-излучения. Аномалии естественной разности потенциалов зачастую не согласуются с положением трещинных зон, так как влияние трещиноватости перекрывается влиянием других факторов (глинистости и др.).

Удельное электрическое сопротивление зависит от структуры порового пространства, что является благоприятным фактором. Однако на величину сопротивления сильное влияние оказывает зона проникновения фильтрата бурового раствора в пласт. Радиус зоны проникновения нередко превышает радиус действия обычных зондов. Поэтому материалы косвенно указывают положение трещинных зон.

По величине интервальной скорости, измеряемой при акустическом каротаже, трещиноватые породы мало отличаются либо неотличимы от плотных пород. Наличие системы трещин существенно сказывается на другом признаке упругих колебаний — на уменьшении амплитуды волн. Акустический каротаж с одновременной регистрацией продольных и поперечных волн имеет принципиальную возможность выделять трещиноватые зоны и даже определять преимущественный наклон трещин, так как уменьшение амплитуды волны при прохождении через трещину зависит от угла встречи фронта волны с плоскостью трещины (Р. Л. Моррис, Г. Р. Грайн, Т. Е. Аркфельд, 1964). Практически эта зависимость такова, что для количественной характеристики трещинных зон удобнее ориентироваться на затухание поперечных волн относительно продольных. Проблема изучения трещинных коллекторов требует создания усовершенствованной аппаратуры акустического каротажа, в которой число измеряемых параметров увеличено, измерительная схема позволяет находить отношение сигналов, приходящих к разным приемникам, и т. п. Имеющаяся аппаратура не полностью удовлетворяет потребности промышленных геофизических исследований.

Газопоказания при газовом каротаже неоднозначно отмечают продуктивные зоны. Согласование геофизических данных с материалами изучения керна затруднено по той причине, что вынос керна в трещинных зонах невелик.

Комплекс методов для изучения трещинных коллекторов включает боковой электрический каротаж, нейтронный гамма-каротаж (НГК), каротаж по тепловым нейтронам (НКт) с помощью аппаратуры повышенной чувствительности, усовершенствованный акустический каротаж, газовый каротаж и кавернометрию.

Для выделения трещинных известняков, доломитов и мергелей привлекается еще один сильный фактор — динамика проникновения буровой жидкости в пласт и ее разнообразные геофизические признаки.

Делаются успешные попытки изучать трещинные зоны с помощью фотокаротажа. Регулярное фотографирование стенок скважины позволяет установить тип коллектора, сделать приближенную

оценку количества трещин, пор, каверн и их размеров (в пересчете на единицу площади).

Кавернозно-трещинные коллекторы имеют геофизическую характеристику, приближающуюся к характеристике трещинных коллекторов, а кавернозно-пористые — в известной степени подобны гранулярным коллекторам.

Основным методом определения положения водо-нефтяного контакта и контакта газ — вода является нейтронный гамма-каротаж. Метод эффективен при высокой минерализации пластовых вод. Повышение надежности и точности достигается применением импульсных источников нейтронов.

В заключение отметим, что темпы и масштабы развития скважинных геофизических исследований и их воздействие на прогресс нефтяной и газовой промышленности очень значительны, однако современное состояние не удовлетворяет полностью запросов практики.

§ 20. Проблема прямых поисков месторождений нефти и газа геофизическими и геохимическими методами

Выявление и изучение структур, благоприятных для скопления залежей нефти и газа, являются лишь частью исследований, выполняемых на этапе детальных поисков. Проведение дальнейших поисков с помощью глубокого бурения проводится в первую очередь на тех площадях, которые по совокупности критериев представляются наиболее перспективными. Среди критериев перспективности главными считаются те, которые непосредственно указывают на наличие и возможный размер залежей; второстепенные критерии характеризуют сложность поисковых работ.

Нередко приходится наблюдать, что структуры, расположенные в сходных условиях, оказываются то продуктивными, то непродуктивными. Например, в Березовском газоносном районе газовые залежи содержит каждая третья из разведанных структур. На Южной Эмбе промышленные залежи нефти приурочены только к одной четверти соляных куполов. Известны районы и с большим, и с меньшим числом продуктивных структур.

Правильная ориентировка дорогостоящего бурения снижает стоимость геологоразведочных работ. Для повышения эффективности поисковых исследований многократно делались попытки определить признаки присутствия нефти и газа в структуре либо признаки, позволяющие целенаправленно вести поиски структур, заведомо содержащих залежи нефти и газа. Проблема прямых поисков с помощью геофизических и геохимических методов энергично разрабатывается в последние годы, хотя первые работы в этом направлении, выполненные В. А. Соколовым, относятся еще к 30-м годам.

Длительное время перспективы прямого указания на наличие залежей связывались с газовой съемкой. Известно, что вследствие диффузии углеводородных газов сквозь толщу горных пород, пере-

крявающих залежь, вблизи дневной поверхности должны возникать геохимические аномалии — зоны повышенной концентрации горючих газов. Определенную роль в миграции углеводородных газов наряду с диффузией играет фильтрация их вдоль тектонических нарушений.

Практическое применение газовой съемки на перспективных площадях Волго-Уральской нефтегазоносной области в Азербайджане, Северном Предкавказье, межгорных впадинах Средней Азии, а также за рубежом (Тюрингский бассейн и др.) показало, что при небольшой глубине отбора проб в большинстве районов газовые аномалии не дают четкого указания на залежи нефти и газа. На распределение концентрации углеводородов в подпочвенном воздухе заметное влияние оказывают колебания температуры и давления воздуха, влажности грунта и другие факторы, затрудняющие воспроизводимость результатов.

Над газовыми и нефтяными месторождениями Предуралья, Тимано-Печорской нефтегазоносной области и других регионов зачастую устанавливались съемкой заметные газовые аномалии, однако подобные аномалии нередко отмечались и в тех местах, где проверка структурным бурением не установила благоприятных для образования залежей ловушек. Неопределенность и нечеткость материалов газовой съемки, лишаящие последнюю практической ценности, вызываются недостаточной разработанностью основных вопросов теории метода. При современном уровне теории затруднительно определить условия, в которых можно рассчитывать на успех.

Нельзя не отметить и того обстоятельства, что возникновению газовой съемки и ее современному состоянию отвечают различные этапы нефтяной геологии как науки, различные концепции о распространении углеводородов в природе. Если в 30-х годах XX в. скопления нефти и газа рассматривались как результат исключительного стечения геологических обстоятельств, то в настоящее время признана точка зрения, согласно которой присутствие углеводородов в осадочных породах — распространенное явление, а отсутствие — редкое исключение. В том или ином количестве углеводородные газы встречаются везде, даже в изверженных породах, поэтому газовые аномалии не обязательно соответствуют крупным залежам на глубине.

Решение задачи о вертикальной диффузии углеводородных газов сквозь толщу пород приводит к выводу, что время установления стабильного режима миграции во многих случаях существенно превышает возраст осадочных пород, которые вмещают залежи. По оценке П. Л. Антонова (1964), поток углеводородов сквозь толщу глин, песчанников, аргиллитов, известняков, имеющих суммарную мощность 2—3 км и коэффициент диффузии порядка $10^{-6} - 10^{-8} \text{ см}^2/\text{сек}$, достигает почти стационарного (90%) режима за время от половины миллиарда до нескольких миллиардов лет. Гораздо меньшее время может потребоваться в случае небольшой

глубины залегания залежи и при особо благоприятном разрезе осадочных пород.

Измеримые современными газоанализаторами концентрации газа могут появиться и за меньшее время. Такие концентрации будут составлять часть предельно возможной величины. Для образования в поверхностных слоях надежно отмечаемой концентрации диффундирующего газа в описанных выше условиях требуется минимум 50—100 млн. лет, максимум — несколько миллиардов лет. Вероятно, это объясняет отсутствие четких аномалий над некоторыми залежами.

При подобных оценках далеко не очевидным является также соответствие возраста залежей нефти и газа возрасту вмещающих пород.

Вопрос о механизме и масштабах миграции углеводородных газов еще не решен. Ряд исследователей предполагает, что дальность боковой миграции может быть в несколько раз больше, чем вертикальной. На это указывают случаи, когда скважины, пробуренные в центре газовой аномалии, оказывались непродуктивными, между тем последующие работы устанавливали залежь на расстоянии в несколько километров.

Миграция углеводородных газов облегчается в случае раздробленности пород, обычной для зон тектонических нарушений. На территориях с региональной нефтегазоносностью газовые аномалии трассируют крупные разломы. Не претендуя на роль самостоятельного метода исследований, газовая съемка может оказаться полезной в общем комплексе методов, применяемых для изучения таких нарушений.

В благоприятных условиях интересные результаты достигались комплексом сейсмических и геохимических исследований (рис. 103). Зоны нарушенного залегания пород, в которых отсутствуют четкие коррелирующиеся отражения, отчетливо отмечаются повышенным потоком углеводородных газов. Глубинность причины, обусловившей резкое увеличение концентрации газов, подтверждается тем, что наряду с возрастанием метана увеличивается содержание и тяжелых углеводородов. Повышенные концентрации метана, не сопровождающиеся концентрациями тяжелых гомологов, могут объясняться (при сильной заболоченности территории) процессами разложения органических веществ на небольшой глубине. Явно повышенная концентрация тяжелых углеводородов более надежно указывает на нефтегазоносность отложений.

Значительное влияние приповерхностных факторов на газовые аномалии ослабляется при осреднении случайных варпаций и по мере удаления от поверхности земли вглубь. Последнее подтверждается при анализе кернов скважин. Газокерновая съемка дает более четкие результаты, чем газовая. Анализу подвергается керн структурных и поисковых скважин. Исследуется также керн параметрических скважин, которые бурятся в помощь геофизическим исследованиям.

Естественно, от анализа подпочвенного воздуха на глубине 2—3 м до анализа керна структурных скважин, глубина которых достигает многих сотен метров, — дистанция огромного размера. Вместо экспрессного метода оценки перспективности площадей получился метод, основанный на использовании материалов трудоемких и дорогостоящих исследований и немислимый без таких исследований. Однако структурные и параметрические скважины бурятся независимо от планирования газокерновой съемки, поэтому речь идет лишь о более полном использовании имеющихся материалов. Успешное применение газокерновой съемки найдено в Тимано-Печорской нефтегазоносной области (А. Я. Кремс, 1964).

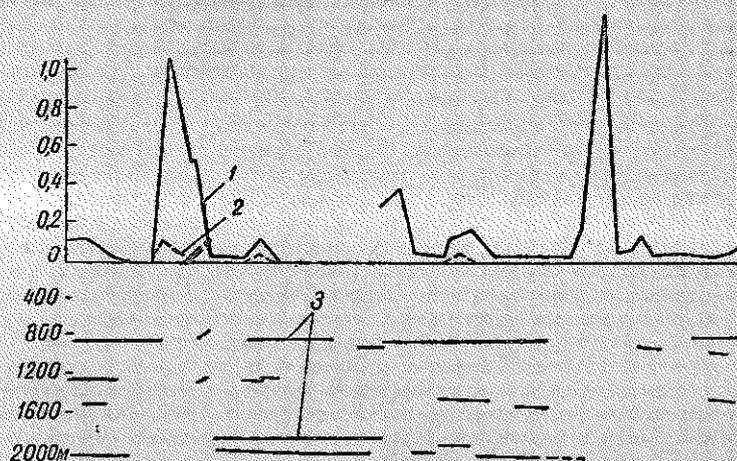


Рис. 103. Сопоставление данных сейсморазведки и геохимических исследований (А. Я. Кремс, 1960).
Содержание углеводородов, см³ на 400 г породы: 1 — сухая, 2 — глинистая; 3 — сейсмические отражающие площади.

В ряде случаев попутно обследуются взрывные сейсмические скважины. Анализируется газ, извлеченный при бурении из промысловой жидкости.

Естественное осреднение концентраций газов с одновременным исключением поверхностных эффектов и местных флюктуаций можно ожидать при гидрогеохимических обследованиях источников грунтовых и подземных вод, обнаруженных при бурении. Ценность гидрогеохимических данных о концентрации растворенных углеводородов существенно больше, чем ценность данных о содержании газов в подпочвенном воздухе. Однако в силу подвижности вод и растворенных в них газов и постепенного изменения концентраций показания неизбежно приобретают обобщенный характер. В ряде районов гидрогеохимические материалы позволяют классифицировать структуры, выявленные сейсморазведкой, с точки зрения перспектив и установить очередность бурения.

Своеобразные условия применения газовой съемки характерны для областей континентального шельфа, где поиски подводных месторождений нефти и газа выполняются преимущественно геофизическими методами при ограниченном объеме структурного бурения. Для предварительной оценки перспективности площадей привлекается газовая съемка, указывающая содержание метана, растворенного в воде. Портативная высокочувствительная аппаратура монтируется на судах, передвигающихся с большой скоростью. За короткие сроки удается изучить большие площади, как это было сделано, например, вблизи западного побережья Африки.

Неудачи газовой съемки, точнее, ее основной облегченной модификации, заставили искать новые методы быстрой оценки нефтегазоперспективности площадей. В середине 50-х годов появились первые

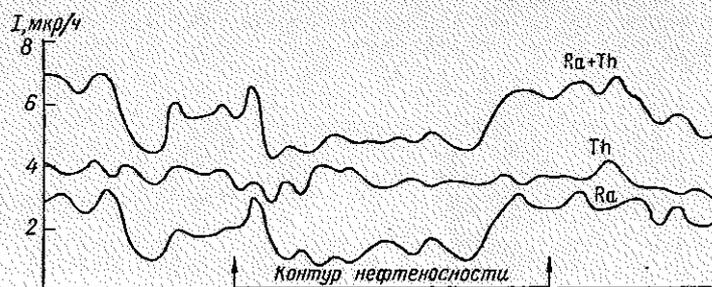


Рис. 104. Изменение радиевой (Ra) и ториевой (Th) составляющих гамма-излучения над Шкаповским месторождением (Ф. А. Алексеев и Р. П. Готтих, 1961).

сообщения о применении с этой целью радиометрической съемки. Воздушная гамма-съемка — весьма оперативный метод обследования больших площадей, зарекомендовавший себя при поисках других полезных ископаемых. Поэтому в случае выявления надежных признаков, характеризующих нефтяные и газовые залежи, можно рассчитывать на облегчение поисковых работ.

Измерения аномалий гамма-активности над известными месторождениями показали, что в первом приближении контур нефтегазонасности месторождений отмечается плавным минимумом. Характерные аномалии особенно надежно устанавливаются в условиях постоянства состава почв, при слабой расчлененности рельефа, отсутствии заболоченных и обводненных участков. Типичная кривая интенсивности гамма-излучения приведена на рис. 104 для Шкаповского месторождения, которое расположено в зоне мощного накопления осадочных пород к югу от Татарского свода и представляет собой пологое платформенное поднятие, содержащее залежи нефти в отложениях палеозоя.

Как следует из этого рисунка, при среднем фоне порядка 6—6,5 мкр/ч снижение интенсивности достигает 1 мкр/ч. Главное

влияние на изменение полного излучения оказывает доля излучения, вызванная элементами ряда уран — радий (преимущественно радием). Проверка аномалий, установленных воздушной съемкой, с помощью наземных работ, как правило, подтверждает аномалии. Результаты, аналогичные для условий Шкаповского месторождения, получены при наземных измерениях на крупнейшем газовом месторождении Бухаро-Хивинской депрессии Газли, на ряде месторождений Пермского Приуралья, Средней Азии, Азербайджана, в Центральной и Юго-Восточной Европе (Румыния и Болгария), на восточном побережье Средиземного моря (месторождения Хелетс, Негба).

Несомненно, наиболее важным для нефтепоисковой радиометрии является следующий вопрос: каким образом аномалии гамма-излучения, заведомо обусловленные распределением радиоактивных элементов в слое пород около 1 м, связаны с залежами нефти и газа, перекрытыми тысячеметровыми толщами пород? Одна из гипотез о природе гамма-аномалий над месторождениями нефти объясняет указанное явление воздействием углеводородов, мигрирующих от залежей к поверхности земли, на сорбционные свойства горных пород. Комплексные геохимические исследования содержания ряда элементов в пробах почв и рыхлых отложений на глубине 2—3 м от дневной поверхности подтвердили, что аномалии радиоактивности над залежами — это частное проявление более общей аномалии, которая сказывается в распределении не только радиоактивных, но и некоторых стабильных элементов.

Прямая либо косвенная связь залежей нефти и газа с сорбционными свойствами всей толщи пород, заключенной между скоплением углеводородов на глубине и дневной поверхностью, проверена на ряде площадей путем гамма-каротажа структурных и поисковых скважин. На рис. 105 изображены кривые гамма-активности, зарегистрированные в скважинах Шаимского месторождения (Западная Сибирь). При сохранении конфигурации каротажных кривых интенсивность гамма-излучения заметно выше в тех скважинах, которые не дали притоков нефти. Измерения в глубоких скважинах согласуются с измерениями радиоактивности рыхлых отложений, пробы которых отбирались из мелких взрывных сейсмических скважин на глубине 6—8 м. При анализе учитывались пробы, взятые из одного выдержанного по составу прослоя (Н. К. Борчанинов, 1962).

Таким образом, большой фактический материал указывает, что над месторождениями существуют аномалии, проявляющиеся в избирательном распределении элементов.

Однако изменение емкости сорбции горных пород, расположенных над залежами нефти и газа, происходит не только под воздействием углеводородов, диффундирующих из недр и закрепляющихся на поверхности твердых частиц пород, но и вследствие изменения суммарной поверхности таких частиц в единице объема. Суммарная поверхность существенно зависит от глинистости пород (содержания фракции мельче 0,01 мм), особенно от содержания наиболее тонкой фракции — частиц размером около 1 мк и меньше. Р. Н. Готтих

[1965] и другие исследователи придают последнему фактору весьма важное значение.

Увеличение грубозернистости терригенных отложений в сводах развивающихся структур представляет обычное явление для складок, образующихся одновременно с осадконакоплением (такие складки очень характерны для Западной Сибири). В современных морях крупность частиц закономерно согласуется с рельефом дна: тонко отсортированные глистые грунты располагаются в углублениях (В. Е. Ханн, 1954). Грубозернистые осадки могут располагаться и в краевых частях структуры, если последняя во время отложения осадков представляла выступ, который отгибался потоками

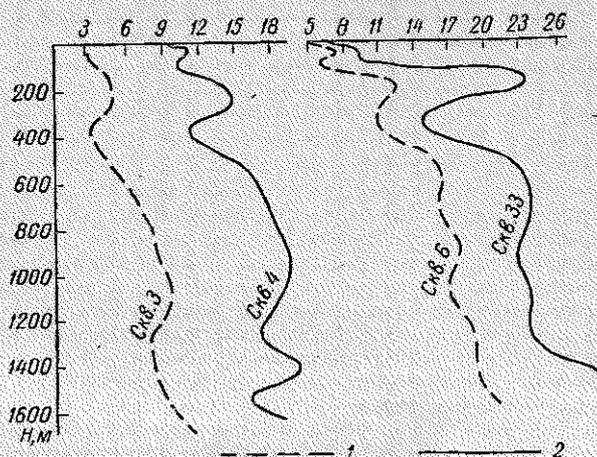


Рис. 105. Сопоставление диаграмм гамма-кариотажа в скважинах с притоком (1) и без притока (2) нефти на Шапской площади (Н. К. Борчаншнов, 1962).

вод. Однако случай расположения грубозернистых осадков в сводовой части является более частым.

Удачные примеры применения радиометрической съемки относятся к районам значительной тектонической подвижности. Так, например, отмечающиеся четкими минимумами месторождения Средней Азии приурочены к краевой части альпийской геосинклинальной области либо к молодой подвижной платформе. Четко устанавливаемое минимальной аномалией радиоактивности месторождение Хелетс (Израиль) приурочено к активной тектонической зоне вблизи Средиземного моря. Нефть и газ перемещались по границам напластований и разрывам и скопились в блоке пород на границе крупного грабена, выполненного неогеновыми отложениями. Наконец, даже на древней Русской платформе часть месторождений приурочена к складкам унаследованного развития. В таких условиях последующие тектонические движения могли повлиять на распределение тонкозернистых отложений в районе структуры.

Таким образом, следует учитывать, что и при сравнительно однородном составе почв на аномалии гамма-активности существенное влияние оказывают тонкие литологические особенности, например степень глинистости. Литологические изменения в верхней части разреза нередко связаны процессами неотектоники со структурными особенностями на глубине, однако связь эта не всегда достаточно определенная. Это означает, что воздушная и наземная радиометрические съемки неизбежно выявляют значительное число аномалий, непосредственно не связанных с залежами нефти и газа на глубине либо связанных не прямо, а косвенно. Введение поправки за изменение глинистости пород в некоторых случаях почти полностью исключает радиоактивную аномалию (Коробковская структура в Поволжье), в других — только частично (Бабазанан-Дуровдагская структура в Азербайджане).

Для повышения эффективности радиоактивного метода поисков нефти и оценки перспективности структур предстоит выполнить еще много исследований. Как и в случае газовой съемки, требуют серьезного уточнения основные вопросы: как протекает миграция углеводородов и вторичных элементов, как сказываются на аномалиях гамма-активности гидрогеологический режим и литологические особенности пород в различной степени близости к залежам нефти и газа?

Поскольку влияние поверхностных факторов (геоморфология, почвы и т. п.) очень сильное, радиометрическая съемка, видимо, перспективна не в варианте воздушных измерений, а в варианте скважинных измерений на той или иной глубине.

В связи с развитием ряда новых гипотез, объясняющих радиоактивные аномалии над залежами, видимо, будут проводиться исследования не только по радиоспектроскопии, но и по эманацционной съемке. По ряду геологических причин, определяющих аномалии, радиометрические и геохимические исследования не могут претендовать на большую роль, однако по мере совершенствования они будут несколько шире использоваться при прямых поисках по сравнению с тем положением, которое оправдано существующим уровнем развития метода.

Есть основания предполагать, что в той мере, в какой поставленная задача вообще разрешима, важную роль в прямых поисках будет играть сейсморазведка. Сейсмический метод, широко применяемый для обнаружения и изучения структур, имеет определенные предпосылки и для прямого указания на залежи в силу того, что физическая характеристика коллекторов, насыщенных водой, нефтью и газом, существенно различна. Как показали исследования И. Я. Баллаха, Л. А. Сергеева, В. В. Чурлина (1964) и других, скорость распространения упругих волн в нефти и в воде, насыщенных газом, различается в нормальных условиях на 8—10%, а в условиях высокой температуры и большого давления — примерно на 30% (рис. 106). При повышении температуры различие возрастает вследствие того, что термодинамические свойства нефти весьма отличны от аналогичных свойств воды. Дополнительный эффект возникает

в случае сильной минерализации пластовой воды, так как возрастание удельного веса сопровождается увеличением скорости. С учетом реальной пористости коллекторов коэффициент отражения упругих колебаний водо-нефтяным контактом составляет 4—8% и более, т. е. имеет тот же порядок величины, который обычен для ряда геологических границ. Водо-газовый и нефте-газовый контакты являются более сильными отражающими границами.

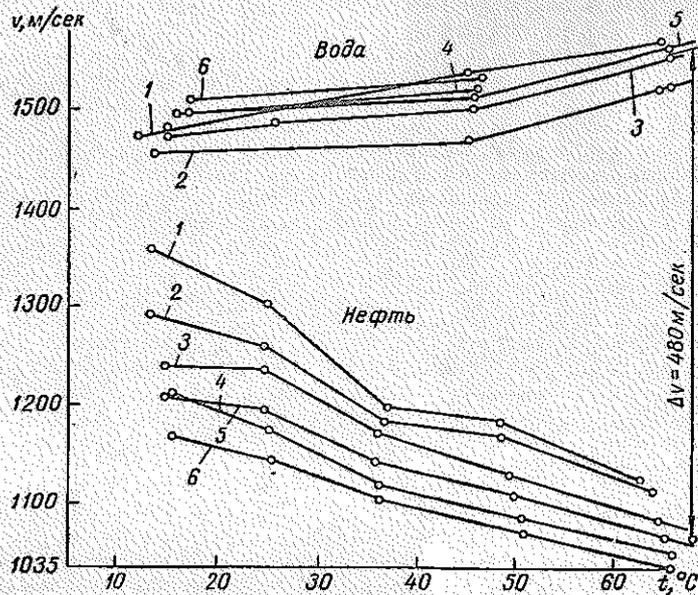


Рис. 106. Скорость распространения ультразвука в нефти Мухановского месторождения и в воде, насыщенной метаном (Л. А. Сергеев, 1958).

Давление, атм: 1 — 1, 2 — 31, 3 — 101, 4 — 151, 5 — 201, 6 — 251.

Для успешного использования сейсмического метода очень существенно то обстоятельство, что поверхности контакта воды, нефти и газа, насыщающих пласты, горизонтальны и обладают гораздо большей гладкостью по сравнению со многими геологическими границами.

Степень зеркальности, гладкости границ определяется по амплитуде и поперечным размерам местных неровностей границы сравнительно с длиной волны. Применяя МРНП, можно оценить, в какой степени исследуемая граница является гладкой или шероховатой. Если поверхность шероховата, углы выхода сейсмической радиации будут зависеть от длины волны, поскольку такая поверхность рассеивает отраженный сигнал тем сильнее, чем ближе длина сейсмической волны к размерам отдельных неровностей. На суммолянтах

МРНП отражения, зарегистрированные от шероховатых границ, при различных фильтрациях дают неодинаковый временной сдвиг.

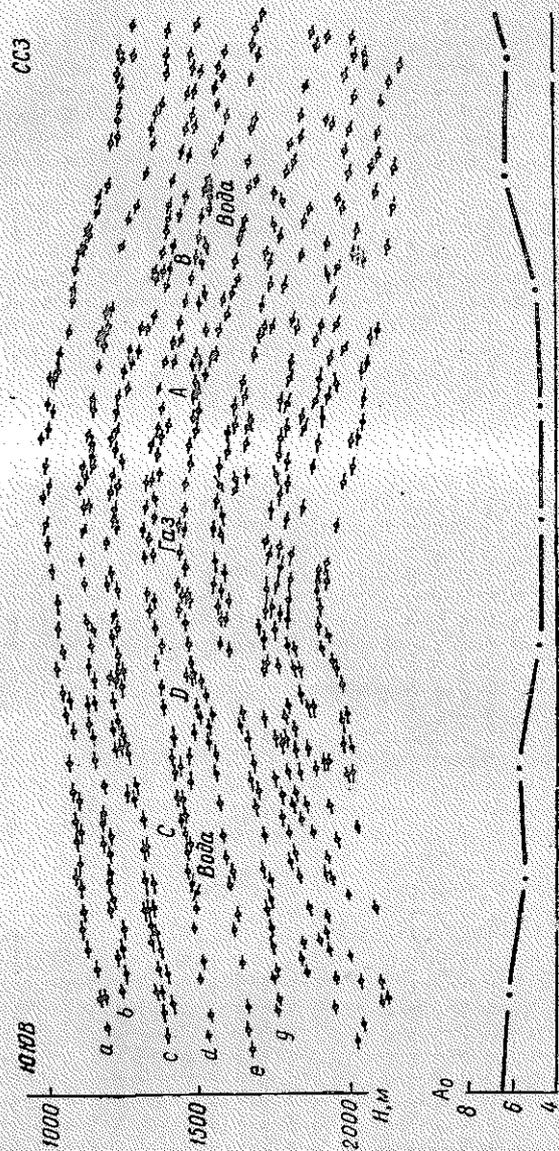


Рис. 107. Сейсмический разрез месторождения по данным МРНП [Сергеев, Чурлин, 1963].
 a, b, c, d, e, f — отражения от границ, приуроченные к геологическим границам; AB и CD — отражающая поверхность внутри коллектора, приуроченная к контакту вода — газ; A_0 — относительная интенсивность отражений.

С помощью МРНП сначала были получены отражения от границ внутри коллектора на известном газовом месторождении (рис. 107), а в дальнейшем на структурах, находящихся в стадии разбуривания. Применение для указанной цели обычной сейсморазведки МОВ менее

эффективно. В районах Предкавказья уверенные отражения от залежей регистрировались, если мощность газонасыщенной части пласта была 90—120 м. При меньшей мощности, а также на месторождении нефти, не содержащем газовой шапки, визуальное выделение отражений оказалось безуспешным (Е. Е. Земцов, 1963).

Значительную помощь при изучении особенностей сейсмической записи и ее расшифровке оказывают методы статистической обработки.

Многочисленные наблюдения по МОВ установили, что в пределах контура нефтегазонасыщенности изученных месторождений отмечается значительное затухание упругих колебаний, более интенсивное, чем за пределами контура. Теоретически показано, что наибольшее поглощение при прочих равных условиях создают коллекторы, насыщенные газом, меньшее — коллекторы, насыщенные нефтью, и еще меньшее — водонасыщенные коллекторы. Весьма тщательно эффект поглощения изучен на месторождениях Азербайджана, Средней Азии и Поволжья. Наряду с полевыми сейсмическими наблюдениями проведены измерения в скважинах. М. Л. Антокольский, К. А. Муштафаев (1963) отмечают, что зоны интенсивного (в 3—5 раз) поглощения сейсмической энергии соответствуют не только слоям с большой газоотдачей, но и слоям с незначительной газоотдачей.

Скопления мелких пузырьков газа в толще пород, перекрывающей основные коллекторы, наличие остаточной нефти, насыщающей породы, но не извлекаемой из недр при разработке, приводят к тому, что пространственно зоны аномального поглощения энергии упругих колебаний не полностью совпадают с залежами. Кроме того, такие обычные явления, как раздробленность пород, зоны тектонических нарушений также влияют на поглощение сейсмических волн.

Перечисленные признаки залежей нефти и газа, установленные сейсморазведкой, являются общими, т. е. характерны для многих геологических регионов. Естественно, в конкретных условиях наиболее ярко проявляются лишь некоторые из признаков, тогда как остальные имеют вспомогательное значение. Каждый из упомянутых признаков в той или иной мере содержит информацию, прямо касающуюся залежей нефти и газа, наряду с информацией, которая характеризует другие геологические особенности.

Практика сейсморазведочных работ выявляет и такие критерии, которые основаны на структурных соотношениях и не учитывают непосредственного эффекта залежей нефти и газа. Таково положение в Березово-Шамском газонефтеносном районе, где отражающие сейсмические горизонты прекрасно увязываются со многими стратиграфическими границами в мезозойских отложениях. Продуктивность структур, обнаруживаемых сейсмическим методом и изучаемых глубоким бурением, зачастую зависит от соотношения амплитуды структуры, выраженной по кровле верхнеюрского коллектора, и мощности перекрывающих коллектор битуминозных глин и аргиллитов (Е. Филиппов, 1964). Битуминозные отложения ненадежно изолируют залежь. Углеводороды из залежи аккумулируются этими отложениями.

ями и в дальнейшем рассеиваются в окружающей среде. При большой мощности битуминозной покрышки и малой мощности залежи процесс разрушения наступает быстро. В случае обратного соотношения обеспечиваются условия сохранения залежи. Поскольку опорные отражающие горизонты приурочены и к кровле коллектора, и к поверхности битуминозных отложений, а точность сейморазведки велика, сейморазведка имеет принципиальную возможность указывать местоположение и амплитуду структур и в определенной мере оценивать их продуктивность.

Такие соотношения и критерии не всегда применимы для больших территорий. Приведенный пример лишь иллюстрирует, что высокое качество исходных материалов и тщательный анализ геологической обстановки открывают для сейморазведки новые перспективы.

Применение электрических методов для прямого указания на залежи нефти и газа ограничивается большим числом помех. Существенное различие электрического сопротивления пластов горных пород, содержащих залежи, и аналогичных пластов, насыщенных минерализованной водой, казалось бы, создает предпосылку для применения электроразведки. Однако очень многие особенности геологического разреза также могут быть причиной повышения электрического сопротивления. К числу таких причин относятся фациальные изменения, непостоянство минерализации пластовых вод, изменения глубины залегания и мощности отдельных комплексов горных пород и т. п.

Четко выраженное различие электрического сопротивления терригенных и карбонатных пород сразу указывает, что по этому физическому параметру прямые указания на залежи нефти и газа могут рассчитывать на успех только в областях с терригенным разрезом. Тем самым сразу выпадают из области приложения такие крупные регионы, как Поволжье, Восточная Сибирь и др.

Однако и в случае развития мощных толщ терригенных пород задача остается достаточно сложной. Локализация неоднородностей высокого сопротивления еще не дает уверенности в том, что они обусловлены именно залежами нефти и газа, а не более крупными, но пустыми структурами и другими причинами. Лишь в отдельных регионах, обладающих особо благоприятными условиями, результаты электроразведки становятся достаточно определенными. Одним из таких регионов на территории СССР является Юго-Западная Туркмения. Здесь, в условиях краевой зоны альпийской геосинклинали, накопилась мощная многокилометровая толща отложений мезозоя и кайнозоя. Наиболее молодые дочетвертичные отложения — песчано-глинистые осадки плиоцена — содержат крупные залежи нефти и газа. При сравнительно однородном составе эти отложения насыщены высокоминерализованными пластовыми водами, поэтому удельное электрическое сопротивление крупных блоков пород изменяется сравнительно плавно и в небольших пределах. Структурные границы заметно, но не сильно влияют на показания электроразведки, поскольку разделяют толщи пород близкого сопротивления.

Наличие залежей нефти и газа создает существенную неоднородность по электрическому сопротивлению. Ввиду большой глубины залежи кажущиеся сопротивления изменяются плавно. Опыт применения электроразведки методом вертикальных зондирований, описанный К. С. Гумаровым (1960), подтверждает, что удается разделять нефтесодержащие и пустые структуры, выявленные сейсморазведкой, наиболее рационально размещать бурение глубоких скважин, приблизительно оценивать необходимую глубину скважин.

Условия применения электроразведки для прямых поисков залежей нефти и газа, имеющиеся в рассматриваемой части Туркмении, представляют скорее исключение, чем правило. Более реально рассчитывать на то, что в других сходных регионах электроразведка на постоянном токе либо с низкочастотной аппаратурой окажется полезной при окоптуривании уже обнаруженных залежей, поможет при заложении последующих скважин (имеются в виду залежи, контур которых не строго повторяет стратонизогинсы на структурных картах, послуживших основой для бурения).

Большой интерес представляет перспектива применения для прямых поисков высокочастотных методов электроразведки. Редкие и далеко не исчерпывающие существа дела публикации подтверждают, что исследования в этом направлении ведутся, притом с некоторой надеждой на успех. Обнаружение скопления углеводородов в горных породах такими методами объясняется электрохимическим различием залежи и вмещающей среды. В качестве одной из гипотез принимается, что частичное выпрямление углеводородами высокочастотного переменного тока сопровождается образованием своеобразного поверхностного барьера, который создается высвободившимися при детектировании электронами и достаточно эффективно отражает радиоволновую энергию (Брундаж, Харрисон, 1961).

Наряду с методом отраженных радиоволн предлагается использовать другие методы. Для оценки эффективности высокочастотной электроразведки еще совершенно недостаточно фактов.

Для полноты обзора следует кратко остановиться на предпосылках и результатах применения гравитационного метода. О предпосылках применения гравиразведки можно говорить в случае положительного ответа на два вопроса: 1) создает ли залежь нефти и газа измеримый гравитационный эффект? 2) может ли аномалия, обусловленная залежью, быть выделена каким-либо способом на фоне аномалий, причиной которых является изгиб слоев, уплотнение и разуплотнение пород вследствие тектонических и фаціальных причин?

Простейшие подсчеты, основанные на величинах изменения плотности коллектора в случае насыщения его нефтью, газом или минерализованной водой, мощности коллектора и угла видимости залежи с дневной поверхности, приводят к выводу, что ожидаемая величина аномалии должна составлять десятые доли миллигала. Такое изменение силы тяжести вполне улавливается современными приборами.

Ответ на второй вопрос оказывается менее утешительным. Поскольку положение залежей закономерно связано с особенностями строения локальных структур, никакие формальные приемы выделения аномалий не смогут указать, вызвано ли уменьшение аномалии силы тяжести наличием пластовой сводовой залежи либо закономерным уменьшением плотности пород к своду вследствие тектонической трещиноватости, проявлений диапризма, фациальных изменений и других причин.

Опытные высокоточные съемки на известных месторождениях Западной Сибири, Азербайджана и других регионов подтвердили наличие минимумов 0,2—0,4 *мг/г*. Очевидно, что установить геологическую природу аномалий такой величины на других площадях будет весьма затруднительно. Слишком большой круг причин может быть предложен для объяснения малых аномалий, слишком много надо знать, чтобы утверждать принадлежность аномалии залежи.

Магниторазведка предпосылок для прямых поисков залежей нефти и газа не дает.

Особенность проблемы прямых поисков нефти геофизическими и геохимическими методами состоит в том, что большинство разработанных приемов позволяет отметить значительные аномальные эффекты при наличии мощных газовых залежей и существенно меньшие эффекты при наличии нефтяных залежей. Это означает, что наибольшие перспективы сокращения метража глубокого бурения открываются при прямых поисках газовых месторождений. Однако именно при поисках газа объемы глубокого бурения могут быть сокращены и действительно сокращаются за счет внедрения принципиально новых методов подсчета запасов, основанных на изучении динамики падения давления в процессе пробной эксплуатации месторождений небольшим числом скважин. В наиболее благоприятном для геофизических методов направлении положительные результаты достигнуты без их использования, притом в масштабах, значительно больших, чем можно было ожидать.

В связи с не очень утешительным продвижением к решению проблемы прямых поисков нефти время от времени обсуждается вопрос: не лучше ли увеличить объемы поискового бурения, заменив некоторую часть разведочного бурения тщательными сейсмическими работами и шире применяя эксплуатационную разведку залежей? Несомненно, такой путь тоже может привести к сокращению затрат. Однако в теории стратегических решений показано, что при неясных ситуациях оптимальный образ действий состоит в применении смешанной стратегии, включающей элементы разных линий поведения. С этой точки зрения исследование по проблеме прямых геофизических и геохимических поисков должны продолжаться, особенно в ориентации на поиски залежей, приуроченных к ловушкам неструктурного типа. В этой перспективе не могут быть полностью исключены и такие малоэффективные методы, как газовая съемка.

Материалы, приведенные в табл. 7, подтверждают, что задача прямых поисков не может быть однозначно решена ни одним из

ТАБЛИЦА 7

Метод исследования	Признак аномалии	Значимость признака	Причины, определяющие возможность появления признака при отсутствии заледки и лаборатор
Газовая съемка	Повышенная концентрация углеводородов в подпочвенном воздухе	Очень слабый	Боковая миграция углеводородов; слабая диффузионная проницаемость горных пород
Газомерная съемка	То же, в терле слявки	Слабая	Рациональная замкнутость отложений органическим веществом; наличие в разрезе непроцепаемых толщ (гадо же, в приповерхностных водах)
Гидрохимическая съемка	То же, в приповерхностных водах	Очень слабый	То же
Воздушная радиометрическая съемка	Понижение арктической составляющей гамма-активности	» слабый	Влияние состава почвы, содержание глинистой фракции; заболоченности; замкнутости кабинами улобренями и т. п.
Радиометрические исследования в слявках	То же	Слабая	Влияние содержания глинистой фракции
Сейсмографический методом отграниченных возн	Отражения от ВНК, ГНК, ГВК «Остаточная асимметрия»	Очень слабый	Трудность выделения и идентификация отражений на фоне помех
Сейсмографический методом регистрации направленного призма	Аномальное затухание упругих волн	Слабая	Наличие слоев переменной мощности, зон выклинивания; неполное соответствие структурных планов по разным горизонтам
Сейсмографический методом регистрации и на плевной поверхности (обратный сейсмографический метод)	Отражения от арктической поверхности	»	Раздробленность слога структуры; наличие непрозрачных концентрированных углеводородов
Сейсмографический методом регистрации вертикальных колебаний	Аномальное поглощение упругих колебаний	Средняя	Гладкие геологические границы, малая мощность залежи, скандивающее влияние расселинных углеводородов
Высокочастотная электроразведка	Повышенное сопротивление	»	Влияние расселинных углеводородов, раздробленности горных пород и фациально-литологических изменений их состава.
Гравиметрическая	Не ясно	Очень слабый	Изменения электрического сопротивления, обусловленные изменениями фациально-литологического состава горных пород и нефтяной минерализацией пластовых вод.
	Локальный минимум силы тяжести (десять деци миллигала)	Не установлен	Вопрос изучен не полностью
		Очень слабый	Изотопная неоднородность пород; частичная компенсация аномалии геологическими факторами другой природы

существующих геофизических и геохимических методов. Каждый раз доля наблюдаемого эффекта (либо полная величина эффекта в части рассматриваемых случаев) объясняется не влиянием залежи, а влиянием других геологических причин. Комплексное применение различных методов позволяет дать более определенное заключение о продуктивности структуры, увеличивает надежность выводов. По самой своей природе задача прогнозирования продуктивности структуры является вероятностной и может быть количественно решена, если заданы условные вероятности наличия или отсутствия разнообразных признаков при наличии и отсутствии промышленных залежей нефти и газа.

По мере накопления фактов для каждого крупного региона следует построить сводные таблицы, показывающие, сколько раз встречался и отсутствовал данный признак на продуктивных и пустых структурах. Такие таблицы, статистически определяющие значимость разнообразных признаков, послужат основой прогнозирования.

Полезность вероятностной оценки не вызывает сомнения. К тому же имеется опыт постановки и решения принципиально сходных с математической точки зрения задач. Последние относятся как к области геологических поисков (исследования Ф. И. Хатянова по Предуральскому прогибу), так и к области различных технических решений. Все это оправдывает изложение следующей схемы количественных расчетов, в основе которой лежит известная теорема гипотез. Это теорема, установленная английским математиком XVIII в. Байесом, играет весьма видную роль в современных разделах прикладной математики, так как определяет вероятность причин по заданным вероятностям следствий.

В приложении к рассматриваемому вопросу задача ставится так: имеются две гипотезы H относительно выявленной структуры. Первая гипотеза H_1 — структура продуктивна; вторая H_2 — структура не содержит промышленной залежи.

До постановки специальных исследований по прямым поискам залежи можно заранее высказать суждение, опираясь на предшествующий опыт, какова вероятность реализации каждой из двух гипотез. В случае, если в рассматриваемом регионе продуктивна приблизительно треть структур,

$$P(H_1) = 0,33; \quad P(H_2) = 0,67.$$

При другом соотношении пустых и продуктивных структур величины $P(H_1)$ и $P(H_2)$ изменятся и примут иное значение.

Далее положим, что с помощью одного из методов геофизики проведен полевой эксперимент, в результате которого установлено наличие (или отсутствие) некоторого признака A . Как изменится после этого вероятность каждой из двух гипотез? По опыту предшествующих исследований известно, что вероятность появления признака A при наличии промышленных залежей равна $P(A/H_1)$, а вероятность появления этого же признака при отсутствии залежей

равна $P(A/H_2)$. Если заданы условные вероятности $P(A/H_1)$ и $P(A/H_2)$, теорема гипотез (формула Байеса) утверждает, что вероятность гипотезы H_1 после проведения полевого эксперимента равна

$$P(H_1/A) = \frac{P(H_1)P(A/H_1)}{P(H_1)P(A/H_1) + P(H_2)P(A/H_2)}. \quad (11)$$

Допустим, что значимость признака A проверялась на 16 структурах, из которых 4 «пустые», а остальные содержат промышленные залежи. При обследовании 12 продуктивных структур в восьми случаях установлено наличие признака, а в четырех — отсутствие. При обследовании «пустых» структур в трех случаях из четырех определено отсутствие признака, а в одном случае он был обнаружен. Обобщая результаты, в первом приближении можно считать, что вероятность правильных ответов равна 11/16:

$$P(A/H_1) = 11/16 = 0,69; \quad P(A/H_2) = 5/16 = 0,31.$$

Отношение $P(A/H_1) : P(A/H_2)$ называется отношением правдоподобия.

Таким образом, если признак A обнаружен, вероятность гипотезы H_1 , вычисляемая по формуле (11), приблизительно равна

$$\frac{0,33 \cdot 0,69}{0,33 \cdot 0,69 + 0,67 \cdot 0,31} \approx 0,52.$$

Вероятность противоположной гипотезы H_2 уменьшилась с 0,67 до $1 - 0,52 = 0,48$.

Привлечение нескольких независимых методов позволяет увеличить вероятность $P(H_1)$ или $P(H_2)$, т. е. увеличить достоверность прогноза. Если число независимых признаков равно m , то нетрудно показать, что

$$P(H_1/A_{1,2,3,\dots,m}) = \frac{1}{1 + \prod_{k=1}^m \frac{P(A_k/H_2)}{P(A_k/H_1)} \left[\frac{1}{P(H_1)} - 1 \right]}. \quad (12)$$

Пусть, например, исследования предусматривали изучение пяти признаков: A_1, A_2, A_3, A_4 и A_5 . Опытными работами установлено, что перечисленные признаки характеризуются следующими отношениями правдоподобия:

k	1	2	3	4	5
A_k	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5
$P(A_k/H_1) : P(A_k/H_2)$	2,2	5,0	3,0	0,4	1,3

В результате исследования структуры установлено наличие признаков A_1, A_3, A_5 и отсутствие признаков A_2, A_4 . Отсюда

$$P(H_1) \approx \frac{1}{1 + \frac{1}{2,2} \cdot \frac{1}{5,0} \cdot 3,0 \cdot 0,4 \cdot \frac{1}{1,3} \left[\frac{1}{0,33} - 1 \right]} \approx 0,86.$$

Отсутствие признака A_4 в данном случае сыграло положительную роль, поскольку по условию он чаще встречается у непродуктивных структур, чем у продуктивных.

Аналогичным образом могут быть выполнены расчеты при рассмотрении конкретных материалов, если предварительными опытными работами установлена значимость используемых критериев. Пока такие критерии не оценены, продолжение опытных работ оправдано.

§ 21. Эффективность геофизических методов в различных геологических регионах СССР

Об эффективности методов судят по тому, что получается в результате их применения. Результатом геофизических исследований являются не материальные ценности, а геологическая информация. В связи с этим затраты на геофизические работы рассматриваются как часть затрат на изыскания и проектирование, которые необходимы для развития нефтегазодобывающей промышленности, а эффективность затрат можно оценить, учитывая влияние геофизических методов на прогресс данной отрасли промышленности, в частности на экономию вложений и уменьшение сроков их окупаемости.

Поскольку геофизические исследования являются неотъемлемой частью комплекса работ, направленных на поиски и разведку месторождений нефти и газа, необходимо сопоставлять сочетания геологической съемки, геофизических исследований, структурного и глубокого поискового и разведочного бурения, в которых относительная роль тех или иных методов подчеркнута или ослаблена. В результате сопоставления будет определена экономия времени, материальных и трудовых затрат, получаемая при перераспределении — замене части структурного и глубокого бурения геофизическими работами.

Очевидно, что замена целесообразна лишь до определенного предела, причем подобные расчеты будут справедливы в однородных геологических условиях и при использовании большого фактического материала, достаточного, чтобы исключить влияние случайных колебаний. Дело в том, что каждый раз, когда человек лицом к лицу сталкивается с природой, элемент неопределенности, неожиданности бывает ощутим. Этот элемент практически отсутствует в массовом промышленном производстве, где можно точно и заблаговременно оценить результаты тех или иных технологических мероприятий.

Чтобы уменьшить влияние случайностей, надо накапливать сведения. К сожалению, по мере проведения исследований и накопления фактов однородность сопоставляемых геологических условий нарушается. Поэтому любые оценки эффективности геофизических методов следует рассматривать как приближенные и верные в какой-то промежуток времени.

Темпы развития нефтяной и газовой промышленности СССР очень велики. Ежегодный прирост добычи жидких и газообразных

углеводородов достигает 25—30 млн. т. Принятые темпы роста добычи должны подкрепляться соответствующими темпами прироста запасов. Основной вклад, который делают геофизики для увеличения запасов, — поиски структур, благоприятных для скопления нефти и газа, и подготовка их к глубокому бурению.

Фактические данные показывают, что число структур, подготавливаемых к бурению с помощью геофизических методов, быстро возрастает. Так, в течение 1951—1955 гг. в среднем ежегодно подготавливалось 60 структур; в течение последующего пятилетия вклад возрос в среднем до 145 структур в год; в 1963 г. он составил 267 структур, а всего за 1959—1964 гг. подготовлено 1400 структур (О. П. Грацианова, 1964; М. К. Полшков [1965]).

Резерв подготовленных структур является важным, но все-таки недостаточно полным показателем. Более целесообразно учитывать число месторождений. Из десятков месторождений или залежей нефти и газа, открываемых за один год в СССР, примерно $\frac{2}{3}$ обнаруживается на площадях, подготовленных к бурению с участием геофизических методов. Если учесть вклад в открытие наиболее крупных месторождений, содержащих основные запасы нефти и газа, то оказывается, что участие геофизических методов еще более значительно: из 31 крупного месторождения за 1959—1964 гг. было подготовлено к бурению с помощью геофизических исследований 80% [Полшков, 1965].

Все эти данные подтверждают неуклонный рост эффективности геофизических методов и их влияния на общее положение поисково-разведочных работ.

Анализ эффективности геофизических методов по отдельным регионам вскрывает за средними показателями контрастную картину. Намечилась тенденция снижения эффективности геофизических методов в тех регионах, где поиски, разведка и добыча нефти и газа ведутся длительное время. Первоначально таким регионом было Закавказье. В дальнейшем в связи с проведением морских геофизических работ положение в Азербайджане изменилось, однако спад эффективности использования геофизических методов охватил значительные районы Волго-Уральской нефтегазоносной области и стал проявляться на Северном Кавказе и Украине. Вместе с тем очень эффективно применение геофизических методов в новых районах, где крупная нефтегазодобывающая промышленность еще только развивается. В первую очередь это относится к равнинам Западной Сибири, Казахстана (Мангышлак) и Средней Азии, т. е. преимущественно к районам, расположенным в пределах молодых платформ.

Основная причина географической «миграции» максимума эффективности геофизических работ заключается в том, что современный технический уровень геофизических исследований позволяет с достаточной надежностью изучать выразительные особенности геологического строения только верхних структурных этажей на глубине до 3—4 км. При этом на первых этапах обнаруживаются наиболее заметные, крупные структуры со значительными запасами. По мере

того как перспективные площади различных регионов постепенно покрываются геофизическими съемками, эффективность поисков падает, поскольку дальнейшие перспективы следует связывать с более глубокими структурными этажами, а также с малоамплитудными структурами и стратиграфическими залежами, изучение которых представляет более трудную задачу.

Тот ограниченный резерв времени, который остался у геофизиков на изучение современными стандартными техническими средствами малоосвоенных территорий, должен быть в максимальной степени использован на коренное совершенствование технической базы разведочной геофизики, на техническое перевооружение. Резкое повышение разрешающей способности и глубины исследований потребует, несомненно, создания новых приборов, сейсмостанций, устройств для автоматической обработки геофизических данных и т. п. Качественно новые методические приемы и новая аппаратура потребуются для поисков литологических и стратиграфических залежей.

Современная геофизическая аппаратура, применяемая в СССР, по ряду параметров отстает от лучших образцов зарубежной аппаратуры, которая появилась вместе с сокращением числа геофизических партий. В равной мере последнее замечание относится к промыслово-геофизической аппаратуре, в особенности предназначенной для изучения коллекторов в карбонатных породах.

Нет сомнения, что принятые XXIII съездом КПСС решения о новых методах экономического управления хозяйством, в том числе и подготовкой запасов полезных ископаемых, будут способствовать более быстрому совершенствованию разведочной геофизики. Широкое применение геофизических методов в тесном сочетании с глубоким параметрическим и поисковым бурением — надежный путь снижения общественных затрат, связанных с поисками месторождений.

Отдача геофизических методов еще более возрастет, когда будут отработаны методы надежного изучения глубоких структурных этажей. М. К. Полшков [1965] отмечает, что уже есть некоторый опыт изучения структурных форм в горизонтах, которые подстилают разрабатываемые залежи. Примерами являются подсолонье отложения на некоторых площадях Днепровско-Донецкой впадины, девонские отложения Нижнего Поволжья, породы, подстилающие красноцветную толщу на юго-западе Туркмении. Число таких примеров, ограниченное пока, будет быстро возрастать по мере совершенствования технических средств и методических приемов.

ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННОГО УГЛЯ И СОЛЕЙ

§ 22. Поиски и разведка месторождений
каменного угля

Геофизические исследования при поисках и разведке месторождений каменного угля составляют небольшую часть всех геофизических работ. Соотношение между полевыми геофизическими исследованиями и бурением существенно отличается от того, которое принято для нефтяных и газовых месторождений. Это объясняется главным образом тем, что промышленный интерес представляют в первую очередь месторождения угля, залегающие на небольшой глубине. Средняя стоимость бурения 1 м угольных скважин гораздо ниже сравнительно с нефтяными и газовыми. Суммарный метраж бурения в угольных бассейнах весьма значителен. Только в Донбассе в течение 1965 г. было пробурено больше миллиона метров.

Значение геофизических методов исследований на разных этапах изложено ниже в такой последовательности.

1. Региональное изучение бассейнов.
2. Детальное изучение отдельных участков бассейнов, геологических структур.
3. Геологическая документация углеразведочных скважин.
4. Работы в период освоения и эксплуатации месторождений.

РЕГИОНАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ БАСЕЙНОВ

Региональное строение угольных бассейнов изучается с помощью геологического картирования, геофизических съемок и бурения скважин по серии профилей. Очень широко используются сейсморазведка, гравиразведка и электроразведка. Полевые наземные исследования дополняются аэромагнитной съемкой. В процессе изучения определяются границы бассейна и общая мощность заполняющих его осадочных пород. Внутри бассейна выделяются отдельные крупные мульды, поднятия, тектонические контакты. В качестве примера рассмотрим опубликованные Б. Д. Полетаевым [Полетаев, Босых, 1964] результаты применения гравиметрической съемки в Печорском бассейне.

Печорский бассейн приурочен к области Предуральяского краевого прогиба. На метаморфическом фундаменте залегает толща известняков девонского и каменноугольного возраста, перекрытая молассовыми отложениями перми. Мощность пермских осадков закономерно увеличивается к востоку, где достигает нескольких километров. Угленосная толща приурочена к континентально-пресноводным молассам, которые залегают в верхней части разреза и с поверхности закрыты пестроцветными отложениями.

Исследование плотности пород показало, что в разрезе существуют две четкие плотностные границы: между кристаллическим

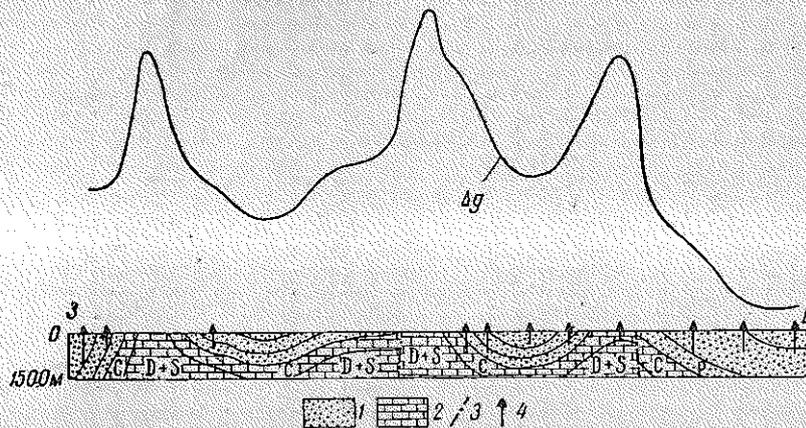


Рис. 108. График Δg и схематический геологический разрез по профилю, пересекающему западную часть Печорского бассейна [Поletaев, 1964].
Отложения: 1 — преимущественно терригенные; 2 — карбонатные; 3 — тектонические нарушения; 4 — сигналы.

фундаментом и карбонатной толщей (перепад плотности $0,1-0,2 \text{ г/см}^3$) и между карбонатными и терригенными породами (перепад $0,2 \text{ г/см}^3$). Последняя граница расположена ближе к дневной поверхности и более четко проявляется в аномалиях силы тяжести. На рис. 108 построен схематический геологический разрез по данным гравиразведки по широтному профилю, пересекающему западную часть бассейна. Интенсивные максимумы аномалии отмечают участки приближения к дневной поверхности плотных карбонатных пород. Области прогибания, выполненные легкими терригенными породами и содержащие угольные пласты, отмечаются минимумами силы тяжести. Эти выводы подтверждены колонковым бурением. Одновременно с выяснением особенностей регионального строения западной части бассейна с помощью гравиразведки удалось обнаружить новые месторождения угля.

Успешному применению гравиразведки в данном случае способствовали контрастность тектонических движений и резкая выраженность обусловленных движениями структурных форм. Физические

параметры разновозрастных горных пород изменяются в пределах бассейна, однако на рассматриваемом участке небольшой градиент плотности не учтен, поскольку он не вносит принципиальных изменений. В других угольных бассейнах отмечалось значительное изменение плотности пород под влиянием процессов метаморфизма (А. Т. Донабедов). В таких случаях данные гравиразведки должны в большей мере подкрепляться и контролироваться данными других геофизических методов и особенно бурения.

ДЕТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ БАССЕЙНОВ

При детальном изучении геологических структур угольных бассейнов, выявлении и прослеживании тектонических контактов и других границ большое значение имеют гравиразведочные данные. Вместе с тем возрастает роль электроразведки и более точных сейсмических методов МОВ и МПВ.

Так, например, с помощью сейсморазведки детально изучены геологические структуры бассейна Крека в Югославии, причем по анализу сейсмограмм в сопоставлении с данными бурения выделены сейсмические горизонты, связанные с угольными пластами. На ряде месторождений сейсморазведка отметила разрывы, секущие угленосную толщу.

В другом районе Югославии сейсморазведка дала отправные данные для решения вопроса об экономической целесообразности добычи угля. По данным МОВ геологическая структура месторождения представляет собой крупную синклинали, ограниченную по бортам разрывами (рис. 109). Известно, что продуктивная верхнеолигоценая толща трансгрессивно залегает на триасовом ложе. В центре синклинали глубина залегания угленосных отложений олигоцена достигает по сейсмическим данным 800—1000 м.

Сейсморазведка эффективно использовалась для изучения неглубоко залегающего подводного месторождения угля вблизи побережья Англии. Регистрирующая сейсмическая аппаратура помещалась на корабле, а приемники-гидрофоны тянулись на кабеле за ним. Координаты судна с ошибкой ± 50 м определялись радиогеодезическим способом. Для возбуждения упругих колебаний использовались периодически повторяющиеся взрывы газа. Такое эхолотирование позволило за небольшой срок построить геологические разрезы на глубину около 100 м. Значительная мощность (30 м) слоя морской воды способствовала выделению полезных отражений, не искаженных многократными волнами (Р. Е. Чамберс, 1962).

Результаты применения гравиразведки рассмотрим на примере месторождения Ашфорд (юго-восток Австралии). В геологическом разрезе участвуют горные породы каменноугольного, пермского, третичного и четвертичного возраста. Алмазное бурение скважин позволило установить, что угленосная толща перми выполняет узкую синклинали, ограниченную с запада массивом изверженных

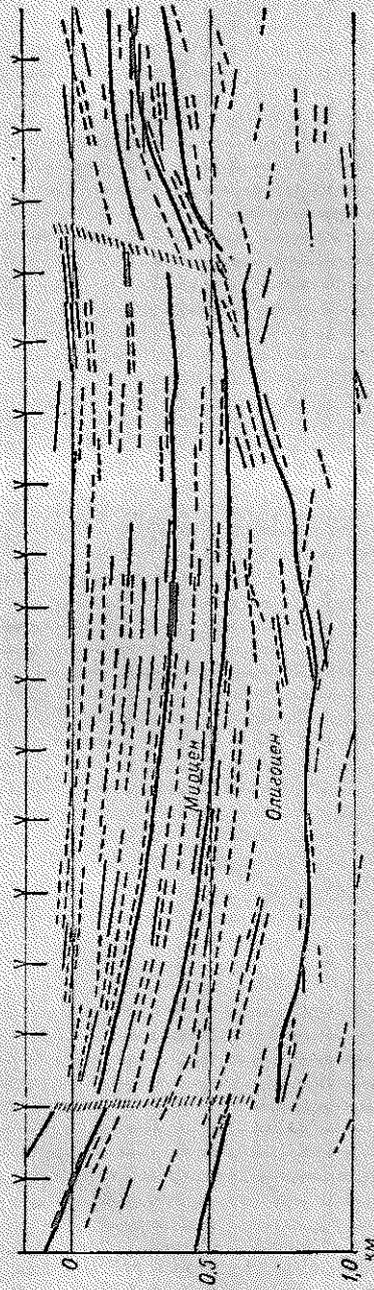


Рис. 109. Сейсмический разрез угольной толщи (А. Новички, 1962).

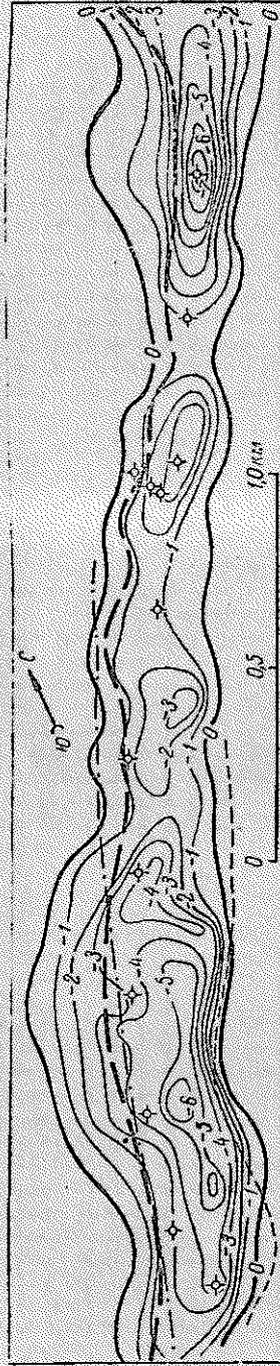


Рис. 110. Карта остаточных гравитационных аномалий в районе угольного месторождения Апфорд (по Л. Вильямсу). Контакты: 1 — гранитов и угольной толщи по данным гравиметрии; 2 — то же по данным геологической съемки; 3 — границы угольных и пермских отложений по геологическим данным; 4 — сваяны; 5 — изоаномалы.

пород, а с востока — выходом пород карбона. Отложения палеозоя закрыты плащом третичных и четвертичных отложений.

Батолит биотитовых гранитов имеет среднюю плотность $2,6 \text{ г/см}^3$. Такую же плотность имеют осадочные и метаморфические породы нижнего карбона: кварциты, аргиллиты, сланцы. Плотность пород пермской угленосной толщи ($2,55 \text{ г/см}^3$), представленной песчаниками и сланцами, немного отличается от плотности вмещающих пород. Пласт угля обладает значительной мощностью и малой плотностью ($1,45 \text{ г/см}^3$), так что его гравитационный эффект может быть обнаружен непосредственно.

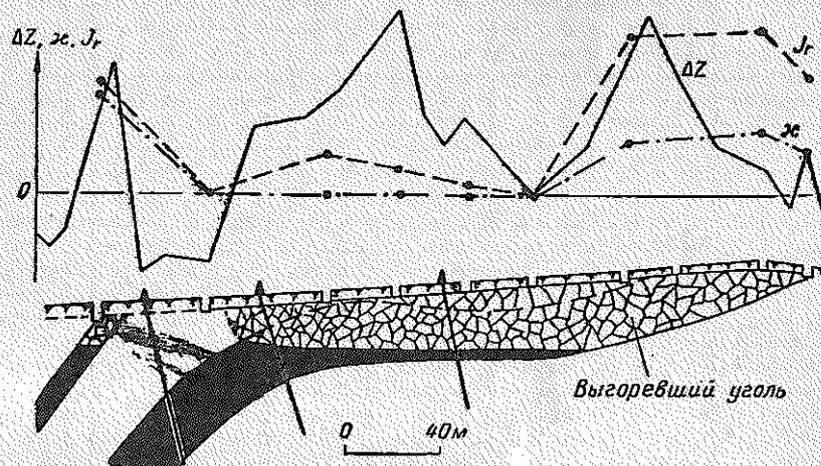


Рис. 111. Графики напряженности магнитного поля ΔZ , магнитной восприимчивости χ и остаточной намагниченности J_r по профилю, пересекающему выгоревший пласт угля (З. А. Мышко, 1963).

Высокоточная гравиметрическая съемка выявила отрицательную аномалию (рис. 110). В южной части изученной площади границы аномалий совпадают с контактами пермских и каменноугольных пород. Далее к северу контакт пермской толщи с интрузией гранитов по геологическим данным не намечен. Этот контакт отчетливо прослеживается в аномалиях силы тяжести. Расчеты по отдельным профилям позволили оценить изменение угла падения поверхности тектонического контакта. Подвернутый борт массива в южной части, вскрытый скважинами, создает характерный пологий край аномалии. В северной части месторождения и его центральной зоне следует ожидать положение контакта, близкое к вертикальному.

Мощность угленосной толщи существенно варьирует в пределах полосы. Это заметно проявляется в наличии отдельных изолированных минимумов силы тяжести и проверено бурением.

В связи с задачами детального картирования следует упомянуть о возможности использования магниторазведки для очертывания

зон выгорания угольных пластов. На фоне спокойного магнитного поля, характерного для угольных бассейнов, обожженные горные породы, контактирующие с выгоревшими угольными пластами, создают резко выраженные магнитные аномалии. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность пород варьируют в значительных пределах (рис. 111). По представлению З. А. Мышко (1963), повышенная намагниченность горных пород в пределах участков выгорания угля объясняется переходом (в процессе обжига) лимонита и гематита в магнетит, а пирита — в пирротин. Остывание разогретых пород в магнитном поле является причиной термоостаточной намагниченности.

Таким образом, методы полевых геофизических исследований находят успешное применение на разных этапах изучения угольных бассейнов и шахтных полей. После обнаружения месторождения по материалам геофизических работ и поискового бурения закладывается сеть скважин, которая на этапе предварительной разведки имеет плотность приблизительно 1 скважина на 1 км², а при детальной разведке сгущается в 3—4 раза.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДОКУМЕНТАЦИЯ УГЛЕРАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН

Геофизические исследования в угольных скважинах проводятся с большим успехом. Многие специфические трудности, препятствующие надежному истолкованию материалов каротажа глубоких нефтяных и газовых скважин, отсутствуют при изучении угольных месторождений: сравнительно небольшая глубина исключает явления, сопутствующие глубокому проникновению фильтрата буровой жидкости в пласты горных пород; при малом диаметре скважины более точно отмечаются границы и положение пластов. Вертикальный масштаб диаграмм в зависимости от детальности исследований меняется от 1 : 200 до 1 : 20.

На стадии поисковых исследований геофизические измерения в скважинах увязываются с кернавым материалом. При детальной разведке шахтных полей все большее применение находит бескерновое бурение. Чаще всего бескерновое бурение проводят в толще пород, перекрывающей продуктивные отложения, однако делаются попытки (не везде успешные) внедрить его и в продуктивных отложениях. Объясняется такое стремление тем, что с переходом на бескерновое бурение на несколько десятков процентов увеличивается скорость бурения и несколько меньше сокращается стоимость проходки 1 м.

Расчленение разрезов скважин и корреляция выделенных пластов выполняются по диаграммам электрического и радиоактивного каротажа. Наибольшее распространение получили метод сопротивления, плотностной (гамма-гамма) каротаж, боковой электрический каротаж, измерения естественной разности потенциала или ее градиента, гамма-каротаж и другие методы. Обычно в комплекс исследований

входит кавернометрия. Вопросы, связанные с каротажем угольных скважин, подробно изложены в монографии В. В. Гречухина (1965).

Тщательное сопоставление геологических данных и каротажных кривых позволяет наметить такие интервалы разреза, пакки пластов, отдельные пласты, которые обладают индивидуальной формой аномалий. Опознавание пластов угля основано на том, что его плотность (независимо от марки угля) всегда меньше плотности вмещающих пород, а электрическое сопротивление, как правило, отличается от сопротивления вмещающих пород в большую или меньшую сторону. Выделение пластов угля, пропущенных бурением, по каротажным диаграммам — довольно обычное явление. В этом отношении показателен опыт многих угольных бассейнов СССР и зарубежных стран, например опыт Донбасса или Кладенского бассейна в Чехословакии.

Мощность угольных пластов по материалам скважинных геофизических исследований определяется точнее, чем по материалам изучения керн и даже по результатам опробования пластов с помощью стреляющих грунтоносов. Разумеется, данные бурения и данные геофизических работ отягощены случайными и систематическими ошибками. В большинстве случаев полная мощность пласта по данным бурения несколько меньше, а по данным каротажа несколько больше фактической мощности. Вместе с тем большой материал по месторождениям Донецкого, Печорского и других бассейнов показывает, что точность геофизических определений характеризуется среднеквадратичной ошибкой 5—6 см, тогда как для определений по керну характерна ошибка 9—10 см. Ошибки оценивались путем сравнения данных буровых скважин и каротажа с фактическими материалами горных работ, полученными при строительстве шахт (Ю. В. Степанов, 1962).

Для детального изучения угольных пластов, в частности их зольности и других характеристик, применяют селективный гамма-картаж, боковой и микрокартаж в сочетании с отбором проб боковым грунтоносом и лабораторными анализами полученного материала. Зольность прямо связана с плотностью угля. В зависимости от зольности изменяется величина электрического сопротивления и естественной разности потенциалов. Зольность бурых углей, в составе которых наряду с углеродом существенную роль играют соединения водорода, может быть изучена также нейтронным гамма-каротажем.

Принципиальные возможности имеются почти у каждого метода, однако корреляционные связи зольности с другими величинами, измеряемыми при скважинных геофизических исследованиях, в общем случае характеризуются значительной дисперсией. В качестве примера укажем на рис. 112, где показано соотношение между зольностью и плотностью угольного пласта, который вскрыт рядом глубоких шахт Донбасса. Из графика следует, что практически постоянной зольности могут отвечать значения плотности, различающиеся на 0,1—0,3 г/см³.

Одним из эффективных методов оценки зольности является селективный гамма-картаж, при котором изучается интенсивность

рассеянного гамма-излучения в избранной части спектра. Практическое использование селективного каротажа на ряде месторождений Кузбасса показало, что в диапазоне изменения зольности от 0 до 30% среднеквадратичная ошибка имеет величину $\pm 1,5\%$ (В. И. Уткин, 1965). График сопоставления данных геологического опробования и селективного каротажа построен на рис. 113. Логарифм амплитуды аномалии линейно зависит от содержания углистого вещества. Погрешность около 1,5%, отмеченная на рис. 113 пунктирными линиями, указывает на высокую точность геофизических определений

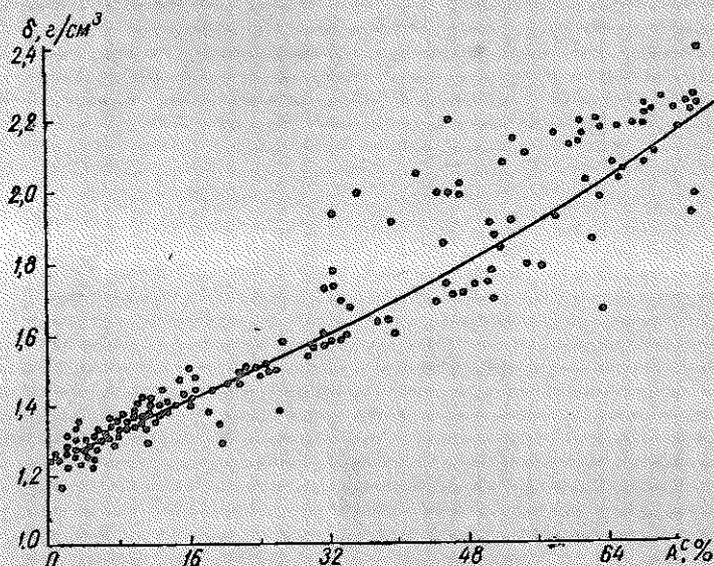


Рис. 112. Сопоставление плотности и зольности угля (А. В. Горш, 1965).

зольности. Практически, видимо, не во всех случаях удается добиться такой высокой точности. Для сравнения можно напомнить, что систематические расхождения между результатами химического анализа проб, полученных боковым стреляющим грунтоносом, и керновых проб нередко достигают 1,5—2% (Б. В. Копылов, 1962).

Обычный вариант плотностного каротажа дает возможность изучать зольность с ошибкой 4—6%.

По совокупности кривых селективного и бокового каротажа сложные угольные пласты расчленяются на отдельные разности, отличающиеся содержанием различных примесей: уголь, углистые сланцы и алевролиты. Выделяются также тонкие прослои песчаников и алевролитов. Наиболее сложно разделение высокозольных углей и углистых сланцев, однако в этом случае ошибки относятся к низкосортной части угольных пластов. Повышение надежности определений по

всех случаях достигается прежде всего увеличением числа проб, отобранных боковым грунтоносом.

Геофизические исследования в сочетании с опробованием угольных пластов дают большую часть информации, необходимую для восполнения тех потерь, которые возникают при переходе от колонкового к бескерновому бурению. В информационном смысле замену полной считать нельзя, так как при бескерновом бурении необходимы дополнительные операции, в частности по определению угла падения пластов. С этой целью либо отбирают часть керна, либо пользуются

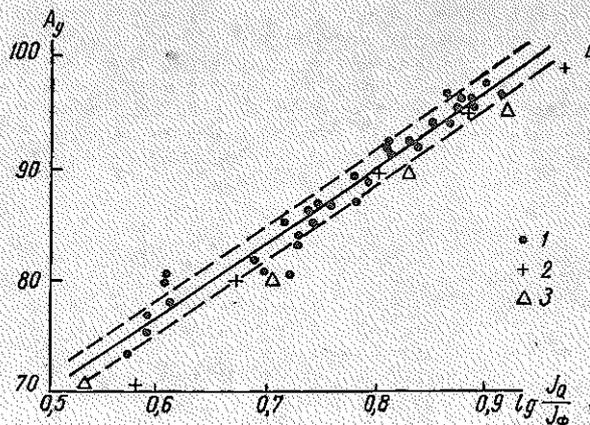


Рис. 113. Сопоставление данных геологического опробования и метода спектральной интенсивности (В. И. Уткин, 1965).

По оси абсцисс отложен логарифм амплитуды аномалии, по оси ординат — относительное содержание углистого вещества $A_1 = 1 - A_2$. Измерения: 1 — скважинные, 2 — на модели; 3 — расчетные точки.

пластовыми наклономерами, что не всегда обеспечивает необходимую точность, особенно в бассейнах геосинклинального типа. С учетом этих обстоятельств полный переход на бескерновое бурение при современном уровне скважинной геофизики представляется неразумной крайностью. Экономия затрат с одновременной потерей информации может быть сделана гораздо более простым способом — отказом от бурения части скважин. Абсурдность последнего предложения очевидна сразу. При бескерновом бурении, доведенном до абсолюта, возникает нечто подобное.

Наконец, нельзя не упомянуть, что методы ядерной геофизики (активационный анализ и др.) применяются в лабораторных условиях при изучении проб, отобранных боковыми грунтоносами.

РАБОТЫ В ПЕРИОД ОСВОЕНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большое поле деятельности разведочной геофизики — исследования в горных выработках. Одна из задач, которые решаются геофизиками, спустившимися в шахту, — определение местоположения

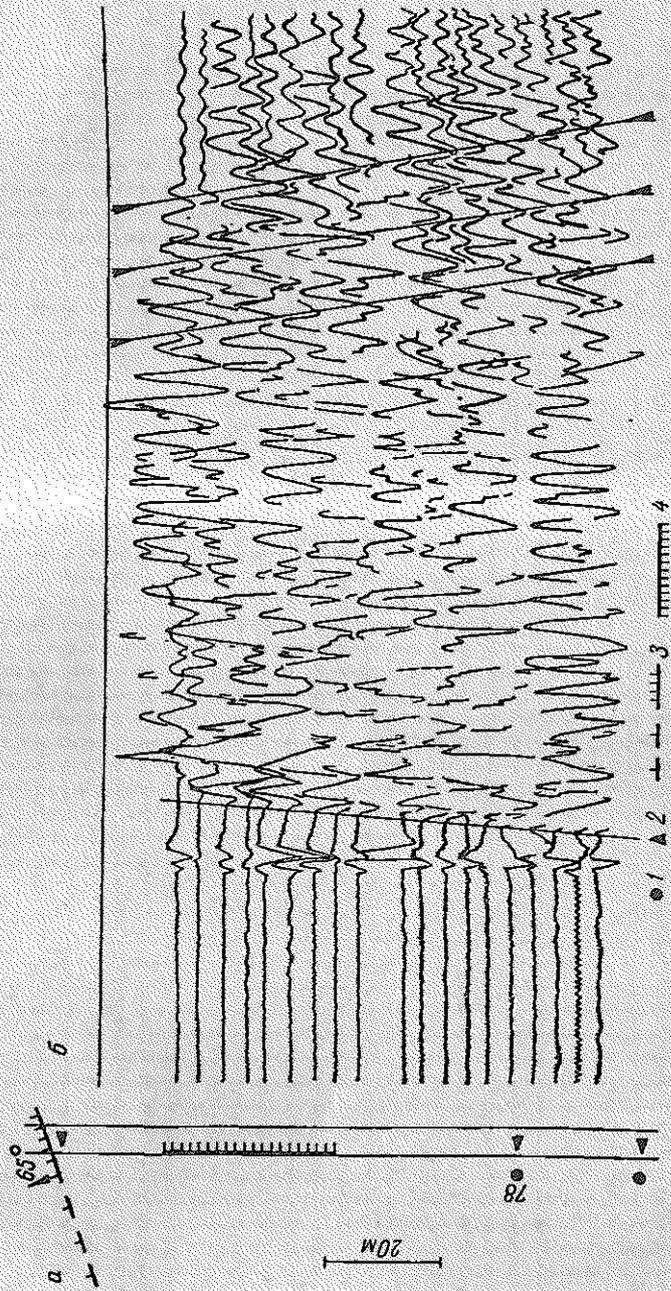


Рис. 114. Схема наблюдений (а) и типичная сейсмограмма (б) в отраженной канальной волной (регистрируется Y-компонента при взрыве динамита в пункте 78). (Т. Кррой, 1963).

1 — взрыв; 2 — удар молотком; 3 — линия сброса; 4 — расположение сейсмографов.

Гравиметрические наблюдения в шахте комбинировались с наземными наблюдениями. Последние имели своей целью проверить эффективность работ на сбросе, уже известном по данным бурения и горных выработок. Сброс перекрыт третичными отложениями мощностью до 60 м. Амплитуда перемещения достигает 90 м. Плоскость нарушения наклонена под углом 65° . Опытные работы установили, что известное тектоническое нарушение отмечается аномалией 0,13 мгл. После выяснения применимости гравirazведки выполнены измерения по многим горным выработкам, где некоторые тектонические нарушения, пересекающие отложения карбона, были выявлены и протрассированы по геологическим данным.

Как правило, отмечается явная приуроченность сбросов к центральным частям небольших гравитационных ступеней. Направление падения, указанное по геологическим и геофизическим данным, также совпадает. Гравirazведка выявила значительное число ранее неизвестных нарушений.

Весьма важно для нормальной разработки месторождений получить сведения о распределении напряжений в угольных пластах и выделить зоны, опасные с точки зрения внезапных выбросов угля и газа. Развитие сейсмоакустики идет по двум направлениям:

- а) изучение естественных импульсов, возникающих в горной породе под воздействием напряжений;
- б) изучение состояния горных пород путем искусственного возбуждения и регистрации упругих волн.

Внезапному выбросу обычно предшествует некоторый период, в течение которого порода интенсивно дробится системой трещин и, наконец, в определенном объеме пространства, прилегающем к горной выработке, теряет способность нести нагрузку. Регистрируемое геофонами слабое «потрескивание» породы является четким, но не исчерпывающим признаком выброса. Во многих случаях процесс дробления, образования трещин в пласте, регистрируемый геофонами, не заканчивается выбросом. Материалы сейсмоакустических наблюдений используются для планирования бурения опережающих скважин. Наряду с корректировкой положения скважин сейсмоакустика позволяет определить эффективность снятия напряжений в призабойной зоне пласта, что достигается бурением опережающих скважин.

Исследования угольных пластов различными модификациями сейсмического метода основано на том, что по величине скорости прямой продольной волны можно судить о наличии в пласте участков угля, различающихся по крепости. На рис. 116 приведен геологический разрез и годограф продольной сейсмической волны, четко отмечающий ослабленную зону, представленную перемятым углем.

При использовании системы непродольных профилей и наблюдений путем своеобразного сейсмического просвечивания можно определить скорость прохождения прямой волны в разных направлениях. Годограф, приведенный к одному расстоянию, в случае однородной среды представляет горизонтальную прямую линию. В реальном

случае годограф отличается от прямой. По отклонениям годографа судят о распределении участков угля с различной скоростью. Такие наблюдения проведены на некоторых шахтах Кузбасса (В. Е. Крупин, 1963).

Материалы сейсморазведки используются также для расчета пространственного распределения напряжений в целиках и массивах. Сопоставление данных о напряжениях, полученных в результате применения сейсмического метода и других, показывает, что оценки различаются приблизительно на 10% либо несколько больше.

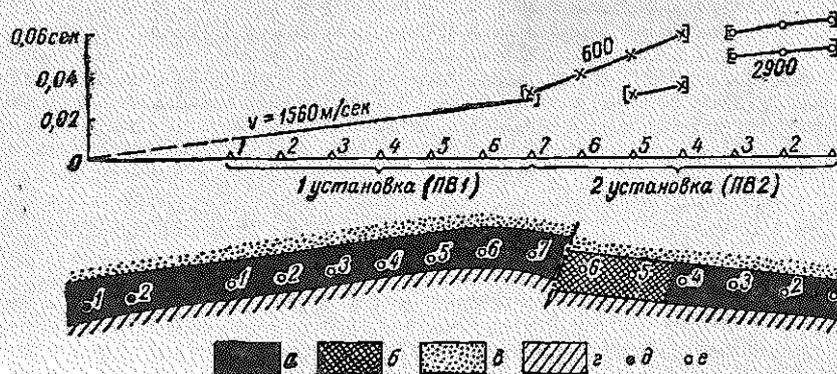


Рис. 116. Годограф продольных сейсмических волн и геологический разрез (В. Е. Крупин, 1963).
 а — угольный пласт; б — перемытый уголь; в — песчаник; г — алевролит; д — пункт взрыва; е — пункт приема.

Опытное применение геофизических методов для изучения мелких тектонических нарушений, выбросоопасных зон, напряженного состояния пластов и массивов показывает, что поставленные задачи успешно решаются геофизическими методами, хотя возможности последних нельзя признать исчерпанными.

В заключение укажем на некоторые другие направления применения геофизических методов в процессе эксплуатации месторождений. При определении границы между разрабатываемыми участками шахт и затопленными шахтами электроразведка методом сопротивлений служит наиболее простым средством предварительной ориентировки. Опыт таких работ известен по угольному району Фуруто (Япония) и некоторым другим местам. Магниторазведка используется для определения мест бурения в шахте, так как буровой инструмент и штанга представляют собой хорошо намагниченное тело известной формы. Положение тела в пространстве определяют по магнитным аномалиям. Магнитные измерения полезны для оценки точности и направления сбойки двух горных выработок.

§ 23. Поиски и разведка каменной соли, калийного и фосфорного сырья

Развитие химической промышленности и сельского хозяйства ставит перед геологической службой задачу своевременной подготовки запасов сырья, обеспечивающих в полной мере потребности этих отраслей экономики. Геофизические исследования находят широкое применение при поисках каменной и калийных солей, апатитов, а также отдельных типов месторождений фосфоритов. В свое время геофизические данные оказались весьма ценными при изучении уникального Соликамского месторождения калийных солей. На базе этого месторождения действует один из крупнейших в мире комбинатов по производству минеральных удобрений. В последние годы геофизические методы успешно применялись при поисках и разведке месторождений калийных солей в Белоруссии (Старобинский район), Предкарпатье, Средней Азии. Месторождения карстовых фосфоритов изучены в горном обрамлении юга Сибири (Горная Шория). Выявлены новые запасы апатита в Хибинских горах на Кольском полуострове.

Большое поле деятельности геологов и геофизиков — поиски и изучение калийных солей, приуроченных к кембрийской соленосной формации, которая развита на огромных пространствах Восточно-Сибирской платформы. Проявления сильвинита и карналлита уже известны в ряде районов Канско-Тасеевской впадины (Яншин, 1964). Апатитоносные титаномagnetиты обнаружены в Забайкалье, карстовые фосфориты — в Саянах. Эти данные послужат основанием для проведения дальнейших исследований с обязательным применением геофизических методов.

Региональное изучение соленосных бассейнов имеет много общего с изучением нефтегазоносных или угольных бассейнов. С этой точки зрения целесообразно основное внимание уделить рассмотрению того, как геофизические методы применяются для детального исследования отдельных участков соленосных бассейнов и собственно месторождений калийной и каменной солей.

Характерной особенностью изучения месторождений соли являются повышенные требования к качеству сырья (однородность, содержание примесей и т. п.), поскольку от этого очень сильно зависят перспективы будущих предприятий и особенности технологии переработки сырья.

Представление об участии геофизических методов на разных этапах геологоразведочного процесса можно получить из следующего краткого перечисления различных видов работ. Поиски и предварительная разведка месторождений выполняются с помощью наземных геофизических исследований, бурения скважин с отбором керна, проб и изучением разреза скважины методами каротажа. Последующая разведка осуществляется с помощью горных выработок, геофизических наблюдений в выработках, подземного бурения (подземное бурение более экономичное, чем наземное, и в меньшей степени опасно

с точки зрения обводнения месторождений). Горные и геолого-геофизические работы сопровождаются технологическими испытаниями сырья.

Новым направлением применения геофизических методов стали поиски месторождений на континентальных шельфах. Источником калия здесь является глауконит, который содержит несколько процентов K_2O .

Таким образом, геофизические исследования выполняются на поверхности земли, в скважинах и горных выработках и выходят на простор моря.

ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые геофизические исследования обычно включают высокоточную гравиметровую съемку, которая иногда дополняется съемкой с варпометрами для уточнения деталей гравитационных аномалий, электроразведку методами профилирования и вертикального зондирования по профилям, проложенным с учетом данных гравиразведки, и специальные сейсмические исследования.

Гравиразведочные работы ставят своей целью изучение рельефа и глубины залегания соленосных отложений. Положение границы, разделяющей соленосные и терригенные породы, которые обладают небольшим содержанием соли (соленосные пески, глины, брекчии), влияет на аномалии силы тяжести (соответствующие данные о плотности пород приведены в § 17). Поэтому по детальным картам аномалий силы тяжести можно наметить области, где соленосные породы выходят близко к дневной поверхности. В сочетании с данными бурения материалы гравиразведки используются для построения схемы рельефа поверхности соленосных пород.

Расчленение соленосных отложений и выделение собственно калийных солей представляют для полевых геофизических исследований сложную задачу. Минералы, в составе которых присутствует калий, отличаются по физическим параметрам от галита. Однако обычно горная порода содержит смесь различных минералов: галита, ангидрита, гипса, сильвина, карналита, кизерита и др. При этом галит преобладает, а содержание других минералов сильно изменяется. Поэтому наземные геофизические исследования будут полезны для решения поставленной задачи, если удастся установить корреляционные связи между геофизическими аномалиями и изучаемыми особенностями.

В районах Предкарпатья для этой цели привлекается электроразведка (К. Б. Донченко, 1962). Рекомендации по применению последней основаны на том, что в двух основных районах разведки калийных руд отмечено закономерное изменение мощности вторичных образований (гипсо-глинистой шляпы) в зависимости от состава соленосных пород. Наименьшая мощность гипсо-глинистой шляпы установлена в зонах развития калийной соли, в зонах развития других пород она в несколько раз больше. Выделенные при электроразведочных работах зоны повышенных кажущихся сопротивлений с из-

вестным обоснованием могут рассматриваться как участки, характеризующиеся наименьшей мощностью гипсо-глинистой шляпы, а тем самым и как участки вероятного развития калийных солей.

Пример сопоставления электроразведочных и буровых данных приведен на рис. 117. Здесь по данным электроразведки выделены два четких максимума кажущегося сопротивления, которые совпадают с участками профиля, где мощность гипсо-глинистой шляпы

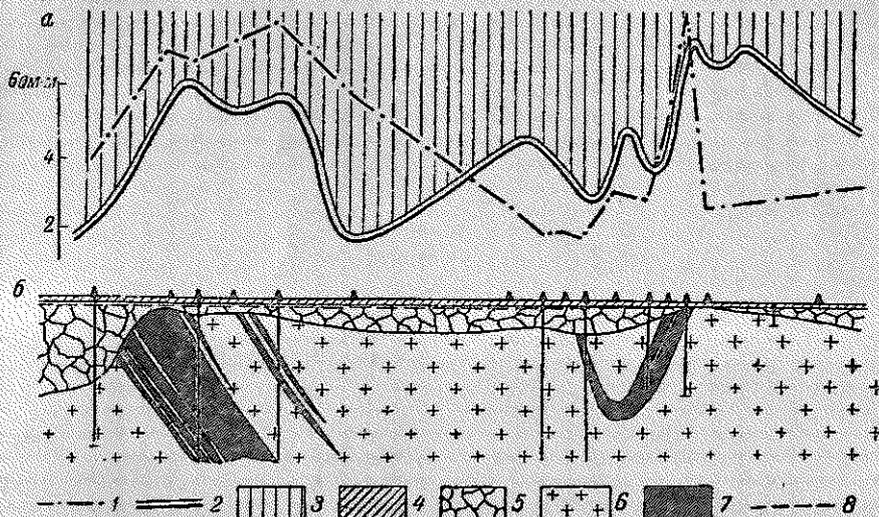


Рис. 117. Сопоставление геоэлектрического (а) и геологического (б) разрезов в районе Стебниковского калийного месторождения (К. Б. Донченко, 1962). 1 — графики ρ_a при $AB/2 = 150$ м; 2 — опорный электрический горизонт; 3 — гипсо-глинистая шляпа по данным ВЭЗ; 4 — четвертичные отложения; 5 — гипсо-глинистая шляпа; 6 — соленосные отложения; 7 — калийные соли; 8 — уровень расположения насыщенных рассолов.

наименьшая. Рельеф опорного электрического горизонта удовлетворительно согласуется с данными бурения о положении кровли соленосных пород. Мощному пласту калийной соли, расположенному в левой части разреза, отвечает более широкая зона повышенных сопротивлений. С учетом того, что в Предкарпатье имеется еще значительное число районов, изученных менее детально, чем Стебник-Болеховский район, положительный опыт геофизических работ представляет большую ценность.

Совокупность электроразведочных и гравиразведочных данных во многих случаях позволяет успешно ориентировать бурение, выбрать такую схему расположения скважин, при которой освещаются в первую очередь самые характерные и интересные геологические особенности.

Специальные наземные сейсмические исследования выполняются в опытный порядок. Тема исследований четко определяется в каждом

конкретном случае, например расчленение поверхностных отложений и определение их мощности, изучение крупных каверн, заполненных рассолами, при добыче соли из скважины и т. д. Для сейсмических исследований применяются как стандартная, так и уникальная аппаратура. Упругие колебания возбуждаются ударными установками или взрывами. Особый интерес представляет использование поперечных волн для изучения конфигурации полостей в толще соли, заполненных жидкостью. В этом случае коэффициент отражения на границе раствора и горных пород равен единице. Экспериментальные работы по регистрации на магнитной ленте поперечных отраженных волн проводятся в США и ряде других стран. Удалось, например, отметить полость в соли, залегающую на глубине 170 м. Разрабатываются методические приемы для обнаружения таких полостей на глубине от 150 до 1000 м при условии, что размеры объекта меньше половины глубины его залегания.

ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНАХ

Геофизические исследования в скважинах, подкрепляемые анализом керна и отбором проб боковым грунтоносом, позволяют выделять в разрезе пласты калийных солей и определять их размеры и минералогический состав. Преимущественное распространение получили радиоактивные методы исследования скважин.

Применение гамма-каротажа очень эффективно, так как калийные соли содержат значительное количество радиоактивного изотопа калия. Вместе с тем на кривых ГК повышенными показаниями отмечаются пласты, обогащенные глинистым материалом. В том случае, когда заведомо известно, что аномалия гамма-активности обусловлена калийной солью, по графику аномалии можно вычислить процент содержания в породе K_2O .

Нейтронный гамма-каротаж позволяет отдельно оценить компонентный состав калийных солей. Разделение основано на том, что карналлит, являющийся одним из двух основных калиевых минералов, содержит кристаллизационную воду.

В комплекс применяемых методов входит также плотностной каротаж (ГГК), с помощью которого удается выделить участки разреза, обогащенные плотными минералами типа ангидрита ($2,8 \text{ г/см}^3$), кизерита ($2,6 \text{ г/см}^3$) или малоплотным карналлитом ($1,6 \text{ г/см}^3$).

Материалы каротажа находят широкое применение при подсчетах запасов. Рис. 118 показывает, что между геофизическими аномалиями и химическими анализами существует хорошее согласие.

На рис. 119 изображены кривые радиоактивного каротажа и геологический разрез, построенный по изучению керна. Соленосная толща вскрыта на одном из месторождений Польши. По кривой гамма-активности (1) четко выделяется несколько интервалов, в пределах которых расположены пласты калийной соли мощностью от 1 до 12—15 м. Кривые нейтронного гамма-каротажа (3 и 4) с малыми зондами подтверждают, что на глубине 23, 40, 55, 70, 82—96 и 100 м

залегают соли карналлитового типа, тогда как глубже (максимумы гамма-активности на глубине 128, 140 и 158 м) расположены соли сильвинитового типа. Интенсивность рассеянного гамма-излучения наиболее значительна на глубине 37—42 и 82—96 м, что указывает на присутствие здесь малоплотных отложений карналлита. Другие пласты калийной соли менее четко отмечаются на кривой ГГК (2). Изменения диаметра скважины, вызванные неравномерным размывом соли и другими причинами, также влияют на кривые каротажа. Для учета этого фактора в комплекс измерений включена кавернометрия.

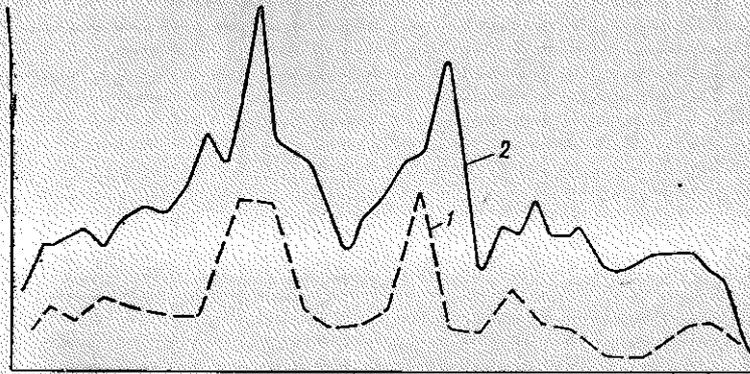


Рис. 118. Сопоставление химических анализов (1) с естественной радиоактивностью (2) (С. М. Утегенов, 1962).

С помощью радиоактивного каротажа изучаются не только скважины, пробуренные с дневной поверхности, но и скважины подземного бурения.

ИССЛЕДОВАНИЯ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

Подземные геофизические работы выполняются главным образом с помощью сейсморазведки. Специфические условия наблюдений создают значительные трудности при обработке и истолковании материалов. Следует отметить ограниченность линии наблюдений (длина штреков зачастую составляет лишь несколько сотен метров), высокую частоту регистрируемых колебаний (сотни либо тысячи герц), сложные пути распространения сейсмических волн (траектории лучей проходят не только в нижнем, но и в верхнем полупространстве). Чаще всего используется портативная сейсмическая аппаратура с ударным возбуждением. В ряде случаев применяется аппаратура, которая по своим характеристикам является скорее акустической, чем сейсмической. Такая аппаратура в качестве источников возбуждения использует магнитострикционные вибраторы. Частота возбуждаемых колебаний — несколько килогерц, а глубинность

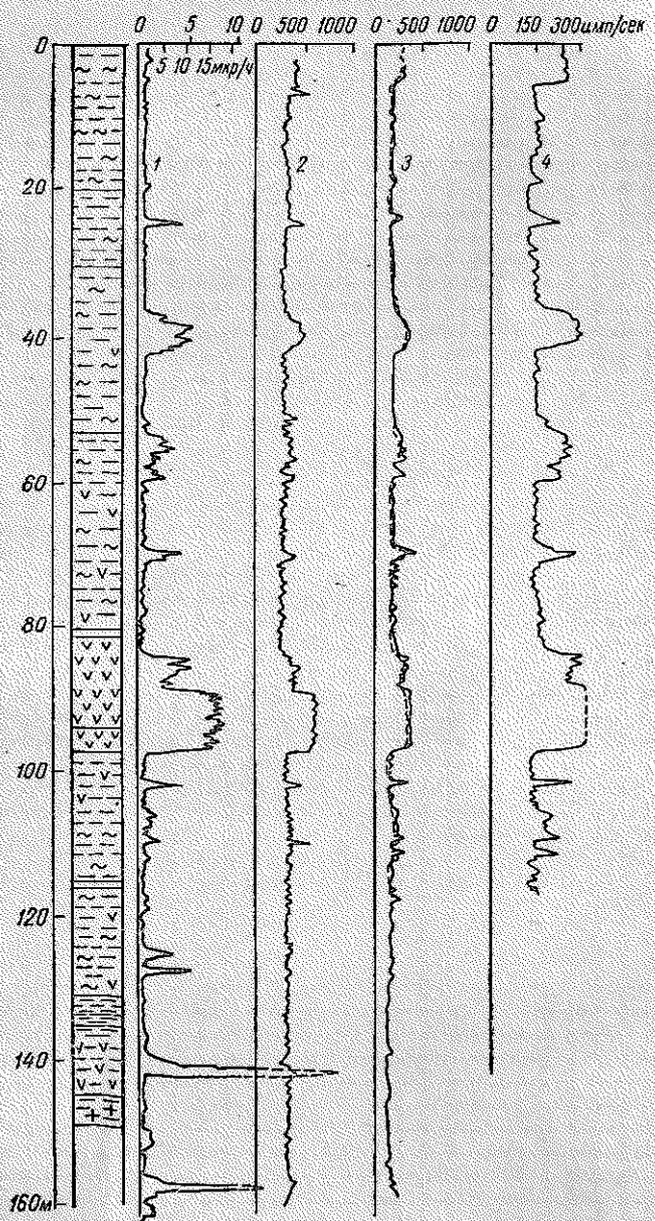


Рис. 119. Кривые радиоактивного каротажа (К. С. Шевлоцкий, 1960).

прозвучивания — десятки метров. Акустическим методом изучаются пустоты и другие неоднородности в соли.

Глубинность сейсмического метода значительно больше. Ценные результаты получаются при использовании системы наблюдений, включающей одновременную запись трех компонент смещений. Горизонтально и вертикально расположенные сейсмоприемники позволяют более четко определить тип регистрируемой волны. Для того чтобы надежно построить отражающие плоскости в трехмерном пространстве, применяются расстановки приборов, расположенные под углом друг к другу, например вдоль штрека и вверх по стволу. На

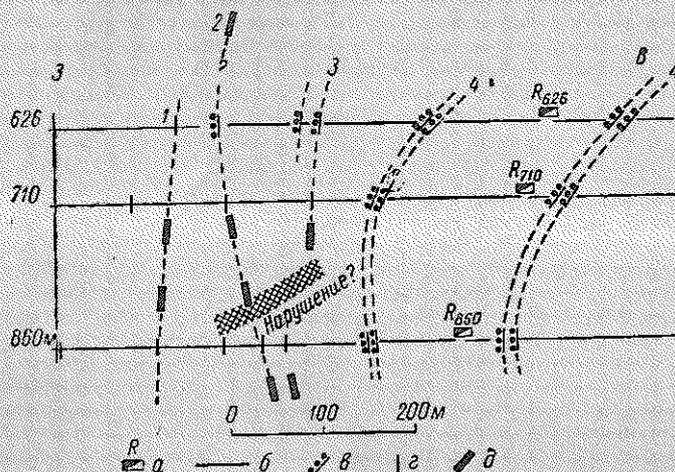


Рис. 120. Вертикальный разрез по данным сейсморазведки, горных и буровых работ (Г. Вахмут и Э. Шмидт, 1962).

a — горные выработки; *б* — буровые скважины; *в* — контакты пород, встреченные при бурении; *г* — отражающие плоскости при сведении задачи к двумерной; *д* — то же, при трехмерном построении; *1* — верхний мет; *2* — граница соляного штока; *3* — ангидрит; *4* — красные соленосные глины.

рис. 120 построен разрез калийного рудника, основанный на данных сейсморазведки и горизонтального бурения. Сейсмические данные позволили расширить представление о чередовании соленосных пород. С высокой точностью прослежена граница соляного штока с ангидритом, что имеет важное значение, так как позволяет предотвратить прорывы воды в горные выработки.

По материалам сейсморазведки прослеживаются тектонические нарушения и решаются другие геологические задачи. Сходимость данных сейсморазведки и бурения по результатам исследований в соленосной области Южного Гарца (ГДР) и ряда других районов свидетельствует о высокой точности геофизических работ. Рудничная сейсморазведка успешно развивается.

Опыт применения геофизических методов при поисках и разведке месторождений фосфорного сырья не так велик, как при поисках

каменной и калийной соли. Крупнейшие месторождения фосфорного сырья — апатиты Хибин и фосфориты Каратау — обнаружены в результате геологической съемки. Геофизические исследования оказались эффективными при дальнейшем наращивании запасов Хибинского месторождения. Сейсмическими исследованиями по серии радиальных профилей и крупномасштабной гравиметрической и магнитной съемками изучена дуга вулканических пород в краевой части массива и выявлены скрытые, не выходящие на дневную поверхность тела апатитовой руды (рис. 121). Затраты на геофизические исследования составили незначительную часть всех затрат на геолого-разведочные работы.

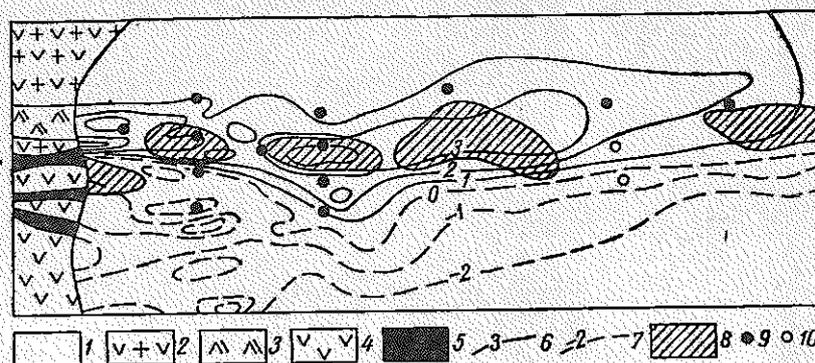


Рис. 121. Результаты геофизических работ на апатит в одном из районов Хибинского массива (Г. Н. Шаблинский и Н. А. Каверзнева, 1965).
 1 — четвертичные отложения; 2 — малильиты; 3 — пфиолиты; 4 — уртыты; 5 — апатито-нефелиновые породы; *изоаномалы*: 6 — (+ ΔZ), 7 — (- ΔZ), 8 — (+ $\delta \Delta g$); *скважины*: 9 — рудные, 10 — безрудные.

Перспективы обнаружения аналогичных месторождений имеются в ряде районов Восточной Сибири. Менее значительные скопления апатита обнаружены совместно с титаномагнетитами и редкоземельными карбонатитами. При поисках таких месторождений применяется аэрогеофизическая съемка (измерения напряженности магнитного поля и естественной радиоактивности). Обычно массивы отмечаются изометричными положительными аномалиями, занимающими площадь около нескольких десятков квадратных километров. Уточнение деталей строения массивов и распределения в них различной минерализации производится наземными съемками. Естественно, месторождения полезных ископаемых, приуроченные к таким массивам, — это комплексные месторождения, и по ценности апатит представляет не главную компоненту.

Большинство известных месторождений фосфоритов платформенного типа выявлено в СССР практически без участия геофизических методов. При изучении фосфоритов, приуроченных к геосинклинальным формациям, геофизические и геохимические методы нашли удач-

ное применение. В качестве примера можно указать на группу месторождений фосфоритов, найденную в пределах Мрасского массива карбонатных пород в Горной Шории. Здесь обнаружены фосфориты и продукты их переработки, выполняющие карстовые полости.

Отложения, обогащенные фосфоритами, отличаются повышенной естественной радиоактивностью, на чем основано применение воздушных и наземных съемок для обнаружения скоплений фосфоритов. С помощью электроразведочных работ уточняются границы карстовых полостей и мощность отложений, выполняющих воронки. Успешному применению электроразведки в данном случае способствовала значительная разница электрического сопротивления карбонатных пород и материала, заполняющего карстовые полости.

Воздушная радиометрическая съемка на вертолетах позволила обнаружить месторождения фосфатов в Алжире и в некоторых других странах.

Можно ожидать, что геофизические методы получат применение при поисках морских месторождений фосфоритов. Такие месторождения уже обнаружены вблизи побережья Калифорнии.

ПРИМЕНЕНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ
ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ

§ 24. Применение геофизических методов
при инженерно-геологических изысканиях,
строительстве и контроле за сооружениями

Одно из наиболее интенсивно развивающихся направлений разведочной геофизики — участие при строительстве крупных сооружений. Главное применение геофизические методы получили при решении задач инженерной геологии. Однако область их участия выходит за рамки инженерной геологии, поскольку геофизические данные активно используются и после завершения строительства сооружений, например для контроля состояния последних.

Для дальнейшего изложения материала удобно подразделить общий вопрос на отдельные частные.

1. Характеристика горных пород, слагающих верхнюю часть геологического разреза, в связи со строительством зданий и сооружений.

2. Изучение многолетней мерзлоты.

3. Сейсмическое районирование.

4. Оценка качества дорожных и аэродромных покрытий.

5. Контроль за состоянием сооружений.

Приведенное подразделение отличается некоторой условностью, так как при строительстве сооружений, несомненно, следует учитывать и влияние многолетней мерзлоты, и опасность землетрясения. Однако при изучении материала полезно сосредоточить внимание читателя на отдельных задачах, которые к тому же отличаются специфической решенной.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Основные геофизические методы для изучения верхней части геологического разреза — электроразведка и сейморазведка. Значительно реже применяются высокоточная гравиразведка и магниторазведка. В комплекс работ обязательно входят инженерно-геофи-

зические исследования параметров горных пород в лабораторных и полевых условиях, а также бурение контрольных скважин с отбором проб и каротажем. Иногда дополнительно проводятся исследования рыхлых пород специальными шурами, которые одновременно используются в качестве электроразведочных электродов.

Несколько лет назад электроразведка в разных модификациях занимала ведущее место при инженерно-геологических изысканиях. В связи с разработкой портативной и высокоточной сейсмической аппаратуры все большее применение находит сейсморазведка.

В зависимости от конкретных задач и условий намечаемого строительства на первый план выдвигаются то одни, то другие вопросы, например либо детальное определение мощности рыхлых образований, либо подробное изучение литологического состава и несущей способности коренных пород. Учитывая существующие различия, целесообразно отдельно рассмотреть применение геофизических методов при строительстве объектов разного типа.

И з у ч е н и е п л о щ а д о к п р и с т р о и т е л ь с т в е з д а н и й

Эта задача наиболее проста. Как правило, исследования проводятся на небольших участках. Преимущественный интерес представляет изучение мощности и структуры рыхлых отложений. Сведения о составе коренных пород, полученные в результате бурения отдельных скважин, обычно экстраполируются на всю обследуемую территорию. В связи с задачами строительства выполняются очень детальные исследования по густой сети профилей с малым шагом перемещения прибора. При электропрофиллировании шаг прибора составляет 4—5 м, разносы AB — несколько десятков либо 100—150 м. Максимальные разносы в случае вертикальных зондирований редко достигают сотен метров.

Поскольку электрическое сопротивление рыхлых отложений обычно сильно отличается от сопротивления плотных коренных пород, изменение мощности поверхностных пород сильно сказывается на величине кажущегося сопротивления. Вместе с тем существенное влияние оказывает и неоднородность рыхлых пород, что дает возможность расчленять их по составу, крупности зерен и другим признакам. Особенно четко выявляются резко выраженные электрические неоднородности, обусловленные наличием торфяных карманов, скоплениями гравия и т. д. По электроразведочным аномалиям удается обнаруживать старые погреба, заброшенные подземные выработки, выяснять условия залегания подземных вод.

Электроразведочные данные обязательно контролируются бурением. План электрических аномалий позволяет наиболее рационально разместить точки бурения, а в сочетании с кривыми вертикальных зондирований — интервалы отбора керна из скважин. Даже при ограниченной площади исследований электроразведка устанавливает большое число интересных подробностей. Так, в одном из районов,

на территории предполагаемой застройки жилыми зданиями с помощью обычной съемки определены морфология поверхности коренных пород (известняков) и переменная мощность покрывающих пород (0—15 м), рыхлые отложения расчленены на отдельные горизонты, околонулена древняя долина реки, которая приурочена к углублению в кровле известняков (Ж. Ж. Брюс, 1964).

Сейсмические исследования позволяют с более высокой точностью (при более высокой стоимости) решать значительную часть тех задач, которые решает электроразведка, и дать дополнительные сведения о прочности горных пород. Применение сейсморазведки для изучения площадок под строительство в пределах крупных городов сопряжено с определенными трудностями. Очень сильно мешает выделению волн высокий уровень помех, которые вызваны работой транспорта и промышленных предприятий. Толстый слой насыпного материала поглощает полезные волны и ухудшает условия возбуждения. Размещение линий наблюдений ограничено существующими постройками. Применение больших взрывов невозможно по условиям безопасности. Зачастую сейсмические наблюдения проводятся в ночное время, когда уровень помех понижается.

Для возбуждения упругих колебаний применяются взрывы в скважинах или удары тяжелого груза, который сбрасывается с высоты специальным краном. Расстояние между сейсмоприемниками обычно составляет 5—10 м, а при очень детальных работах уменьшается до 2—3 м. Пункты взрыва отстоят друг от друга на десятки либо первые сотни метров.

В качестве примера рассмотрим применение сейсморазведки для изучения строительной площадки под комплекс высотных зданий в центре г. Бостона (США). Для проектирования зданий строители должны были получить исчерпывающие и весьма точные данные о мощности рыхлых отложений, поскольку предполагалось для сооружения оснований использовать сваи, доходящие до плотных коренных пород — аргиллитов. Точные сведения о рельефе коренных пород позволяют заранее рассчитать необходимую длину и конструкцию свай. Ошибка в глубине залегания коренных пород привела бы к большим осложнениям.

При расположении сейсмических профилей на территории строительства зданий было предусмотрено, чтобы в наиболее интересных местах расстояние между пунктами взрыва составляло 12—15 м при обычном расстоянии в несколько десятков метров, протяженность отдельных профилей 300—350 м.

По данным бурения в разрезе рыхлых отложений выделяется слой насыпного материала (песок и гравий), далее следует прослой наносов, обогащенных органикой, пески, глины, и наконец, плотные аргиллиты. Глубина залегания аргиллитов приблизительно 50 м. Наличие четкой границы раздела между глинами и аргиллитами послужило основанием для применения МПВ.

Рельеф поверхности коренных отложений изменяется в небольших пределах, но достаточно резко. Представление о глубине зале-

гания плотных аргиллитов, полученное опытным путем при забивке свай, неплохо согласуется с выводами сейсморазведки (рис. 122). Опыт подобных сейсмических работ показывает, что погрешность определения глубины при среднем залегании границ глубже 3—4 м обычно равна $\pm 10\%$ и уменьшается до $\pm 5\%$ в случае, когда построения сейсморазведки корректируются данными бурения.

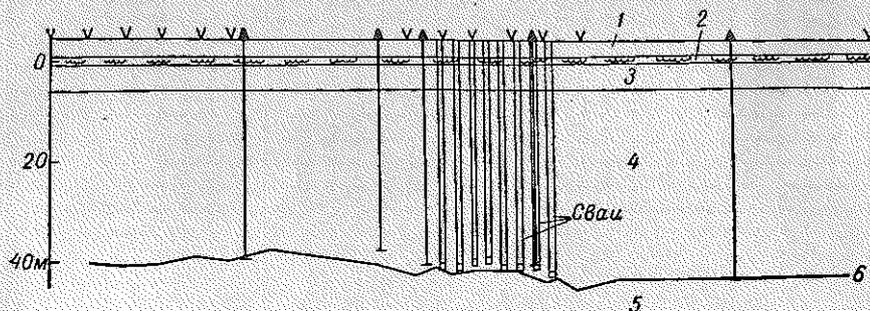


Рис. 122. Сейсмический разрез по профилю, пересекающему площадку строительства высотного здания (Д. Лайнехан и В. Марфи, 1962).
1 — насыпной материал; 2 — слой с органикой; 3 — песок, гравий; 4 — «голубая» глина; 5 — аргиллит; 6 — данные сейсморазведки.

И зы с к а н и я п р и п р о е к т и р о в а н и и к а н а л о в, ж е л е з н ы х д о р о г, г и д р о с т а н ц и й и д р у г и х с о о р у ж е н и й

Изыскания при проектировании перечисленных объектов отличаются большим диапазоном изменения геологических условий, так как протяженность обследуемых трасс обычно составляет десятки или сотни километров. Выбор мест для плотин и гидростанций также требует проведения работ на значительной площади. Опыт некоторых стран показывает, что ранее при сооружении плотин большое внимание уделялось методике расчетов и качеству строительных работ; причина катастроф, происходящих иногда на старых плотинах, чаще всего заключается в недостаточно полных сведениях о грунтовых условиях, которыми располагали строители. С учетом этого обстоятельства при современном строительстве ведутся весьма тщательные инженерные геолого-геофизические изыскания.

Наряду с получением информации, необходимой для оптимального выбора местоположения трассы и объектов, геофизические методы используются для поисков и оценки месторождений строительных материалов.

При проектировании участков трассы важное значение имеют сведения о контактах пород разного состава, зонах трещиноватости, тектонических нарушениях. С достаточной полнотой эти сведения получают при интерпретации электроразведочных и сейсморазведочных материалов. Электроразведка весьма полезна при изучении

подземных вод, в разной степени насыщающих горные породы. Так, например, при изысканиях железнодорожной линии Абакан—Тайшет электроразведочные материалы использовались на всех стадиях проектирования. Применение электроразведки позволило в 3 раза сократить объем горнопроходческих работ (В. П. Поллер, Ю. Г. Иванов, 1962).

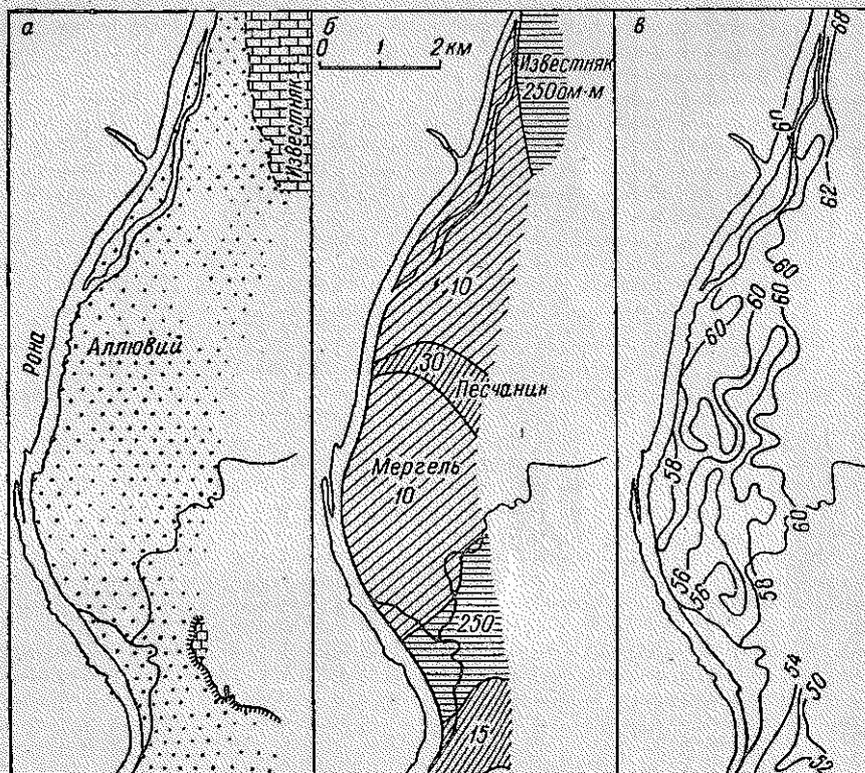


Рис. 123. Результаты геологической съемки и электроразведки в районе проектирования строительства гидротехнического сооружения [Nordon, 1959].

Наглядное представление о результатах электроразведки дает рис. 123, на котором показаны материалы, полученные при проектировании гидротехнического сооружения на р. Роне (Франция). Геологическая карта района (рис. 123, а) показывает широкое поле аллювиальных отложений. Различия последних по составу позволило выделить область распространения осадков, обогащенных карбонатным материалом. Судить о глубине залегания и составе коренных пород по геологической карте можно только косвенно, с малой достоверностью. После выполнения нескольких сотен ВЭЗ удалось составить подробную геологическую карту коренных пород

(рис. 123, б). На карте выделены участки распространения известняков, песчаников и мергелистых пород, которые резко отличаются друг от друга по электрическому сопротивлению (от 10 до 250 $\text{ом} \cdot \text{м}$). Мощность наносов изменяется в пределах 50—60 м. Структурная карта поверхности коренных пород (рис. 123, в) — второй геологический документ, полученный в результате ВЭЗ.

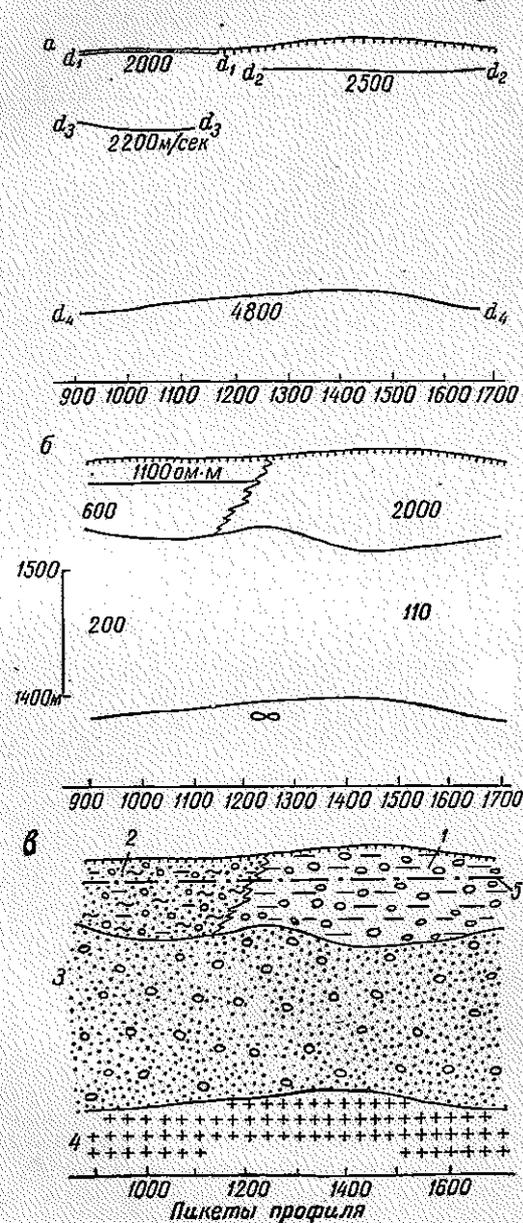
Электроразведочные измерения на постоянном токе эффективны не во всех случаях, особенно при трудных условиях заземления. Такие важные для строительства особенности, как различные тектонические нарушения, иногда более успешно прослеживаются электроразведкой с помощью переменного тока. На участке проектируемой плотины в Рудных горах (ГДР) ранее обнаруженные тектонические нарушения были прослежены дальше методом «Турам».

При строительстве крупнейших волжских гидроэлектростанций ценные сведения о рельефе коренных карбонатных пород были получены с помощью высокоточной гравиразведки. Совместно с электрическими зондированиями и сейсморазведкой гравиметрическая съемка позволила установить под покровом песчано-глинистых пород разнообразных деталей погребенного рельефа карбонатных пород: древние овраги, выступающие массивы и т. п. Успешному использованию геофизических методов способствовало наличие очень четкой границы раздела, которая проявляется одновременно в плотности, электрическом сопротивлении и скорости распространения упругих колебаний.

Преимущества совместного использования электроразведки и сейсморазведки хорошо представлены на рис. 124, который показывает, как, суммируя неполные данные отдельных методов, можно построить полноценный геологический разрез. С помощью электроразведки многослойный разрез расчленен на отдельные слои, отличающиеся электрическим сопротивлением. Наиболее надежно проведена граница, совпадающая с поверхностью гранитов, которые имеют практически бесконечно большое сопротивление. Электроразведка показала местоположение контакта ледниковых и озерно-аллювиальных отложений четвертичного возраста, однако установить положение уровня грунтовых вод удалось не везде. С помощью сейсморазведки точно отмечено положение некоторых границ, хорошо проявляющихся по электрическому сопротивлению, а также получены дополнительные сведения, отсутствовавшие в материалах электроразведки. Вместе с тем некоторые границы были пропущены сейсморазведкой ввиду их недостаточной четкости. Совмещение электрического и сейсмического разрезов дает исчерпывающее представление о распределении отдельных комплексов горных пород.

Во многих геологических регионах четкое разграничение поверхностных и коренных отложений отсутствует. Зачастую рыхлые поверхностные отложения постепенно сменяются менее выветрелыми породами, которые с глубиной переходят в не измененные процессами

гипергенеза горные породы. В случае постепенного изменения физических параметров пород с глубиной или при расчленении зоны выветривания на несколько слоев применение геофизических методов усложняется. Подобные условия встретились при постановке сейсмических работ на трассе канала Иртыш — Караганда (Ф. М. Ляховицкий, 1961).



Здесь под маломощным покровом рыхлых отложений, которые образуют зону малых скоростей ($v = 300 \div 1000$ м/сек), развиты выветрелые и трещиноватые породы палеозоя. Мощность зоны выветривания палеозойских пород, которые представлены песчаниками, аргиллитами, а также разнообразными изверженными и метаморфическими породами, в различных участках трассы изменяется от нескольких до десятков метров. При общем монотонном возрастании скорости с глубиной зона выветривания скальных пород зачастую подразделяется на два слоя, характеризующихся скоростью распространения продольных колебаний, равной 1,7–2,3 в одном слое и 2,4–3,3 км/сек в другом.

Увеличение скорости распространения упругих

Рис. 124. Результаты совместного применения сейсморазведки и электроразведки при инженерно-геологических изысканиях в горной долине (Ф. М. Ляховицкий, 1959).

Разрезы: а — сейсмический, б — электрический, в — геологический по данным геофизики; отложения: 1 — четвертичные ледниковые, 2 — четвертичные озерно-аллювиальные, 3 — древнечетвертичные, 4 — граниты; 5 — уровень грунтовых вод.

колебаний в поверхностных отложениях от 0,7—1,0 до 1,5—1,9 км/сек отмечалось на тех участках, где отложения были насыщены водой. Разделение различных эффектов, повышающих скорость, производилось с учетом формы годографов и данных электроразведки. Неоднородность зоны выветривания проявлялась в виде своеобразного искажения годографов.

Сходные трудности встретились при изысканиях в долине р. Шаравати вблизи г. Майсура (Индия), где коренные породы (кристаллические гнейсы) неравномерно выветрены и перекрыты латеритовыми отложениями мощностью до 30 м. Сейсморазведка МПВ и ВЭЗ успешно применены для изучения трехслойного разреза.

Обобщение опыта сейсмических исследований в областях развития выветрелых горных пород показывает, что скорость распространения сейсмических волн очень чувствительно изменяется в зависимости от степени сохранности горных пород. Табл. 8, приведенная по работе В. Н. Никитина [1962], иллюстрирует это положение.

ТАБЛИЦА 8
Мощность зоны поверхностного разрушения в скальных породах

Район исследований	Тип и возраст породы	Мощность рыхлых четвертичных отложений, м	Скорость продольных волн, м/сек			Мощность зоны поверхностного разрушения, м
			в четвертичных отложениях	в зоне поверхностного разрушения	в сохранный части скальных пород	
Средняя Азия	Известняки (С ₁)	5—6	500—700	2250—2500	4000	8—10
		Песчаники (С)	6	400	2100	4800
	5—7		400	2600	4300	24
	7—8	400	1700	4100	7—10	
		7—8	600	2600	4300	17—19
Сибирь	Перидотиты и пироксениты серпентинизированные	1—5	430	2100	4000	22
		5—6	700	750—1000	3500—4000	10—15
		3—4	400	900	3800	2—5
		—	—	2500	—	20
Кавказ	Доломиты	7—10	400	1000—1600	4000—4500	10—20
	Диабазы	1—10	400—600	—	5000—6500	Нет
	Известняки (С)	1—3	400—500	2350	3800	20—22

Во Франции, США и в ряде других стран сейсмические данные с успехом используются для определения рыхлости пород при земляных работах. Материалы сейсморазведки непосредственно используются для определения объемов земляных и взрывных работ. В качестве примера рассмотрим результаты сейсмической разведки,

проведенной в горах Сан-Габриель (Южная Калифорния, США), при проектировании строительства автострады. Проложение автострады через резко пересеченную местность сопряжено с большим объемом земляных работ, который в данном случае измерился миллионами кубических метров. Сейсмические наблюдения были выполнены по 9 сечениям и позволили установить распределение скорости в горных породах. В геологическом разрезе участвуют песчаники, конгломераты и другие породы. Скорость распространения упругих колебаний в зависимости от состава пород и их выветрелости изменяется от 700 до 3400 м/сек, причем скорость 1650 м/сек отмечалась уже на глубине 8 м.

Специалисты-геофизики пришли к выводу, что независимо от типа пород низкое значение скорости указывает на высокую рыхлость пород, и определили, что скорость 1500 м/сек может быть

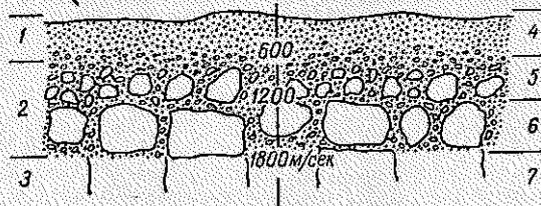


Рис. 125. Классификация материала, принятая при сейсмических инженерно-геологических изысканиях в долине Антилопы [Hogase, Church, 1964].

Грунты: 1 — рыхлые, 2 — выветрелые, 3 — ненарушенные; виды работ и оборудование: 4 — скрепер, 5 — риппер-скрепер, 6 — риппер-скрепер без рыхления грунта взрывом или рыхление взрывом и перевозка шовель-вагоном, 7 — рыхление взрывом и перевозка шовель-вагоном.

принята за некоторое пограничное значение. Породы, характеризующиеся такой либо большей скоростью, требуют предварительного разрыхления взрывами. В случае, если скорость меньше, чем 1350 м/сек, земляные работы могут проводиться без предварительного бурения шпуров и рыхления горной массы взрывами.

В соответствии с данными сейсморазведки проектировалось применение различных землеройных механизмов. Особенности геологического разреза, проявляющиеся в сейсмической скорости, позволили разработать схему, изображенную на рис. 125. Наиболее экономичный вариант работ рассчитан на максимальное использование скреперов и минимальный объем взрывных работ и перевозок груза. Расчеты объемов работ, основанные на материалах сейсморазведки, подтвердились с достаточной точностью. Так, по одному из сечений инженеры-геофизики установили, что потребуются переместить 289 тыс. м³ рыхлых пород и 410 тыс. м³ твердых. Фактически было перемещено 260 тыс. м³ рыхлых и 430 тыс. м³ твердых пород. Ошибка в определении объема рыхлых пород составила 11%, а общая ошибка определения объема перемещаемых пород — 4% [Hogase, Church, 1964].

Детальное изучение физических параметров горных пород (плотности, скорости, электрического сопротивления) особенно важно в тех случаях, когда к горным породам предъявляются повышенные требования на прочность. Чаще всего строителей интересуют такие характеристики, как модуль Юнга (E) и модуль сдвига (μ). Для расчета E и μ по формулам, выведенным в теории упругости, используются измеренные значения скорости распространения продольных и поперечных колебаний. Естественно, возникает вопрос, в какой мере динамический модуль упругости E_d , определенный по геофизическим данным, соответствует статическому модулю E_c , а также насколько определения, установленные по образцам горных пород, характеризуют свойства крупных массивов?

При сопоставлении данных о динамическом модуле E_d , полученных в одних и тех же условиях сейсмическим и ультразвуковым методами, оказалось, что определения, основанные на применении ультразвукового метода (измерения на образцах), дают завышенные значения по сравнению с определениями E_d , основанными на полевых сейсмических материалах. Это означает, что при изучении керна строители получают заведомо «улучшенную» характеристику несущей способности горных пород. В естественном залегании на величине E_d сказываются многочисленные нарушения, трещины, которые не в полной мере проявляются на небольших образцах.

Для определения плотности горных пород в естественном залегании широко используются измерения интенсивности рассеянного гамма-излучения, а также измерения образцов на денситометре с соответствующим введением поправок за пористость и влажность.

Опытные данные о связи динамического E_d и статического E_c модулей подтверждают, что в первом приближении эти величины тождественны, а при очень точных определениях возможен учет отклонений, основанный на использовании корреляционной зависимости. По исследованиям В. Н. Никитина [1962], сводный график зависимости E_d и E_c для некоторых наиболее распространенных осадочных, метаморфических и изверженных пород имеет линейный характер и при коэффициенте корреляции, равном 0,93, описывается уравнением вида

$$E_d = (0,97E_c + 0,83) 10^5 \text{ кг/см}^2. \quad (13)$$

Эмпирическое уравнение справедливо при E_c , изменяющемся в пределах от 2 до $13 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$.

В тех случаях, когда вопросы точности играют второстепенную роль, а на первое место выдвигается требование очень быстро и с небольшими затратами изучить несущую способность горных пород в естественном залегании, вполне оправданно применение различных корреляционных связей. Так, при изысканиях для крупного строительства на одной из сибирских рек с целью определения модуля Юнга пород успешно использовались данные электроразведки. Удельное сопротивление пород изучалось с помощью ВЭЗ, равномерно распределенных на площади, и БКЗ в скважинах.

Материалы электроразведки и сейсморазведки сопоставлялись на отдельных участках, и получено соотношение

$$E = (39,3\rho + 4,8 \cdot 10^3), \text{кГ/см}^2. \quad (14)$$

Коэффициент корреляции E и ρ в данном случае равен 0,88. Электрическое сопротивление ρ выражено в ом-метрах (З. Г. Яценко, И. С. Есаков, 1959).

Изучаемые породы представлены высокоомными образованиями типа диабазов. Так как вблизи крупной многоводной реки минерализация пластовых вод постоянная, применение электроразведки в данном случае совершенно оправданно. В более широком диапазоне условий эмпирические связи изучаемых и измеряемых параметров могут оказаться ненадежными; известно, что минерализация пластовых вод так же сильно влияет на сопротивление горных пород, как и литологический состав.

Изучение участков, опасных по оползням

Особо следует остановиться на применении геофизических методов при изысканиях на площадях, опасных по оползням. Факторы, влияющие на развитие оползней, могут быть оценены по геофизическим материалам. К таким факторам относится наличие в разрезе глин и суглинков, влажность пород, крутизна склонов и др. Наиболее успешные результаты получаются при изучении оползнеопасных склонов бурением в сочетании с полевыми электроразведочными работами. В скважинах проводится электрический и радиоактивный каротаж для выделения слоев, обладающих повышенной влажностью.

С учетом данных бурения и каротажа интерпретируются материалы электрических зондирований. Схематический разрез оползнеопасного участка приведен на рис. 126. Верхний слой пород, обладающий электрическим сопротивлением 40—50 $\text{ом} \cdot \text{м}$ (1), подстилается песками со значительной примесью гравия. Удельное электрическое сопротивление этого слоя (2) изменяется в пределах от 400 до 600 $\text{ом} \cdot \text{м}$. Ниже расположен скользящий пласт глин и суглинков (3), отличающийся очень низким электрическим сопротивлением — 30 $\text{ом} \cdot \text{м}$. Под глинами залегают коренные высокоомные породы (4). По мере перехода от точки А к точке С глубина залегания глин и суглинков увеличивается. В точке D слой выклинивается.

Наряду с расчленением и прослеживанием отдельных пластов геофизические исследования позволяют наметить зоны питания оползней подземными и поверхностными водами.

Рис. 127 показывает расположение пунктов геофизических наблюдений и четырех неглубоких скважин на оползневом участке в одном из районов Средней Азии. Исследования выполнили Н. И. Пичугин и В. В. Толоконников (1964). Расстояние между точками ВЭЗ по профилям варьирует от 15 до 50 м. Профили ВЭЗ заданы на склоне, где уже обнаружено внезапное оползание большой массы горных пород, после которого вблизи селения образовалась

глубокие овраги. В задачу исследований входила оценка опасности дальнейшего обрушения горных пород, которое могло охватить новые блоки.

По материалам ВЭЗ и бурения в геоэлектрическом разрезе выделено от 3 до 5 слоев. Поверхностные отложения представлены преимущественно суглинками, уплотненность и увлажненность которых изменяются в довольно широких пределах. Коренные породы — известняки и порфириды — в ряде мест отличаются повышенной трещиноватостью. Характер распределения электрического сопротивления позволил сделать заключение, что атмосферные осадки

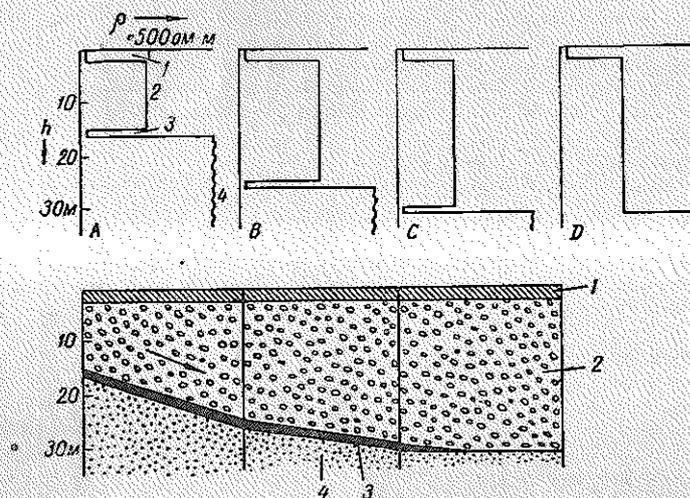


Рис. 126. Электрическая характеристика слоя скольжения (Ф. Фрич, 1965).

обильно смачивают только маломощный поверхностный слой, электрическое сопротивление которого находится в пределах 60—80 $\text{ом} \cdot \text{м}$, а влажность достигает 20%. Ниже залегают породы, удельное сопротивление которых определено больше, а влажность соответственно меньше. Наибольшую опасность представляет интенсивное увлажнение трещинными водами (до 25—28%) суглинков, которые залегают на коренных породах.

Электрическое сопротивление сильно увлажненных суглинков падает до 35—40 $\text{ом} \cdot \text{м}$. Учитывая опытные данные и значительный угол склона (25—35°), установили, что влажность 28% в данных условиях превышает критическую. Последовательный анализ материалов в пределах всей площади исследований дал возможность указать участки оползня, угрожающие срывом массы горных пород.

Для изучения оползней делаются попытки использовать микросейсмические измерения.

С помощью геофизических методов изучен оползень вблизи Залежина, который угрожает железнодорожной линии Загреб — порт

Риена (Югославия). Специальные исследования оползней проведены при определении трассы крупной дороги в Италии. Приведенные примеры подтверждают значительные успехи, достигнутые при изучении этих опасных по своим разрушительным последствиям явлений природы.

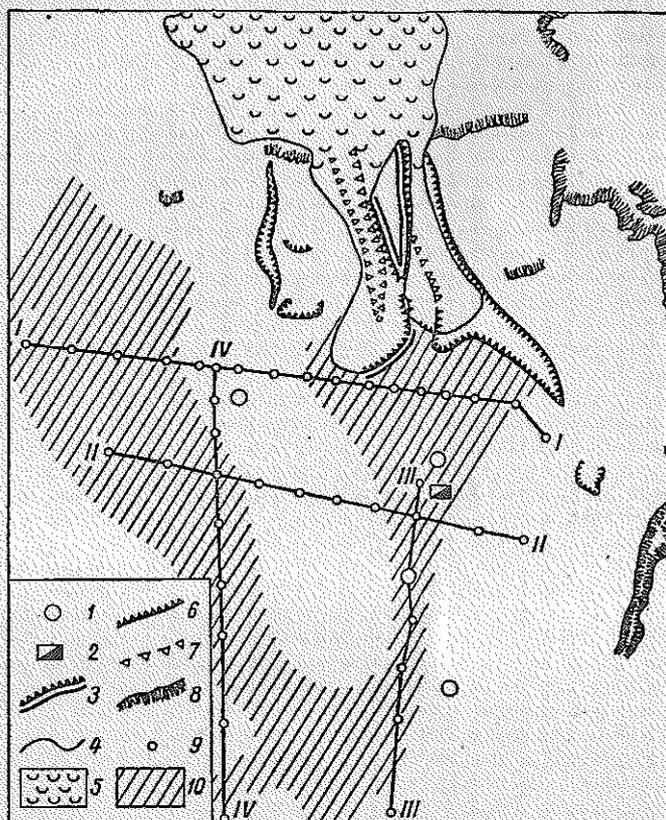


Рис. 127. Материалы изучения оползневой участка (Н. И. Пичугин и В. В. Толоконников, 1964).

1 — селения; 2 — шурф; 3 — бровка стенки срыва оползня; 4 — граница оползня; 5 — площадь смещенного грунта; 6 — обрывы в оврагах; 7 — то же, до оползня; 8 — обнажения коренных пород; 9 — точки ВЭЗ (I—IV и т. д. — профили ВЭЗ); 10 — участки оползня, угрожающие срывом.

Изучение карста

Зоны развития карста, представляющие угрозу для строительства, изучаются с помощью геоморфологических, инженерно-геологических и геофизических методов. Среди геофизических методов основное место занимает электроразведка, реже применяются сейсмический и гравитационный методы.

Для выработки методики геофизических исследований при поисках подземных пустот в последние годы проведены опытные работы в известных пещерах: в районе Кунгурской ледяной пещеры, которая представляет собой совокупность соединяющихся друг с другом гротов и галерей, на дневной поверхности и внутри многочисленных пещер Горного Крыма. Большое значение имеет опыт геофизических работ в некоторых бурогольных бассейнах и на бокситовых месторождениях, где проявления карста детально разведаны горными и буровыми работами.

Карстовые пустоты обычно возникают в карбонатных и галогенных породах. В зависимости от того, чем заполнены пустоты (воздух, вода, песчано-глинистые отложения), различие по физическим параметрам между карстовой полостью и вмещающей средой может изменяться не только по величине, но и по знаку. Достаточно указать, что заполнение полости минерализованной водой резко увеличивает электрическую проводимость крупного блока горных пород, а заполнение воздухом резко ее уменьшает.

На первом этапе исследований существенное значение имеют учет известных геоморфологических признаков, расчленение рыхлых и карбонатных пород и выявление системы тектонических нарушений, к которым тяготеют закарстованные зоны. На этом этапе электроразведка сочетается с сейсморазведкой КМПВ. В дальнейшем обычно проводятся детальные площадные электроразведочные исследования, бурение и картаж скважин.

Масштабы и методика геофизических работ зависят в первую очередь от поставленных геологических задач, уже известных сведений о развитии карста и мощности слоя ненарушенных пород, перекрывающих карстовые полости. В тех случаях, когда ожидаемая глубина расположения карстовых полостей составляет многие десятки метров, разносы токовых электродов достигают сотен метров. Расстояние между профилями 50—100, реже 200 м. Так, например, при изучении Кунгурской пещеры наиболее четкие результаты получены профилированием с разносом $AB = 500 \div 750$ м. Зона максимального кажущегося сопротивления отчетливо отметила известный грот «Вышка». Длина грота 60—70, высота не превышает 20, глубина от поверхности земли 40 м (Б. К. Матвеев, 1963). Предполагается наличие еще нескольких полостей.

При разведке месторождений высококачественных известняков, которые разрабатываются на небольшой глубине, электропрофилеирование выполняется с разносами AB порядка нескольких десятков метров, расстояние между профилями 20—50 м. Такая съемка позволяет четко проследить положение тектонических нарушений и отдельных пустот. Анизотропия электропроводности горных пород, вызванная гидрогеологической зональностью, выявляется круговыми ВЭЗ.

Для изучения направления и скорости движения карстовых вод применяют электроразведку методом заряженного тела, используя одиночные скважины. Многократные наблюдения за изменением

электрического поля во времени позволяют иногда сделать выводы о состоянии карстового процесса.

Весьма перспективны для изучения карстовых полостей методы высокочастотной электроразведки. Опыт изучения напряженности электромагнитного поля мощных радиостанций на дневной поверхности вблизи пещер и в них показывает, что с помощью существующей аппаратуры значительно облегчается проведение рекогносцировочных исследований.

Радиоволновое просвечивание в шахтах, разрабатывающих бокситы, позволяет различать целики массивных известняков и обводненные карстовые зоны. Последние отличаются повышенным коэффициентом поглощения при использовании радиоволн частотой 160—300 *кГц*. По данным В. К. Хмелевского (1963), параметры закарстованных и обводненных известняков отличаются от параметров нормальных известняков следующим образом (см. табл. 9).

ТАБЛИЦА 9

Параметры	Нормальные известняки	Закарстованные и обводненные известняки
Коэффициент поглощения радиоволн, m^{-1}	0,005—0,02	0,03—0,08
Удельное электрическое сопротивление, $ом \cdot м$	10 000	800
Кажущаяся диэлектрическая проницаемость	2	5

Крупные каверны и полости, залегающие на небольшой глубине, отчетливо проявляются в гравитационных аномалиях. Как правило, локальные отрицательные аномалии силы тяжести в очень сглаженном, обобщенном виде отмечают местоположение совокупности сложной распределенных пустот. На рис. 128 построена карта изоаномал, полученная при изучении каверн в одном из районов Ирака. Образование каверн связывается с развитой в районе исследований толщей ангидритов. Вопрос о том, в каком соотношении каверны заполнены гипсом, водой и воздухом, по гравитационным данным не решается.

Известны попытки обнаружения карстовых воронок, заполненных материалом с повышенной магнитной восприимчивостью, путем магнитных измерений. Успешные результаты получены только при поисках некоторых типов каменистых бокситов. Более широкого применения магниторазведка как метод изучения карста перспектив не имеет.

Таким образом, следует еще раз подчеркнуть, что электроразведка в различных модификациях является наиболее эффективным средством участия геофизики при изучении карста.

Исследования на реках и в море

Геофизические исследования на реках и в море в связи со строительством причалов, молов, подводных тоннелей и трубопроводов, эстакад и искусственных островов, предназначенных для бурения глубоких нефтепоисковых скважин или целей обороны, отличаются высокой производительностью и эффективностью. Геофизические исследования выполняются в сочетании с отбором проб грунтов, а на небольших глубинах — бурением скважин. Основная роль принадлежит сейсморазведке — непрерывному профилированию, которое ведется с помощью специальной аппаратуры. Кроме сейсморазведки, применяются электроразведка и радиометрия донных осадков.

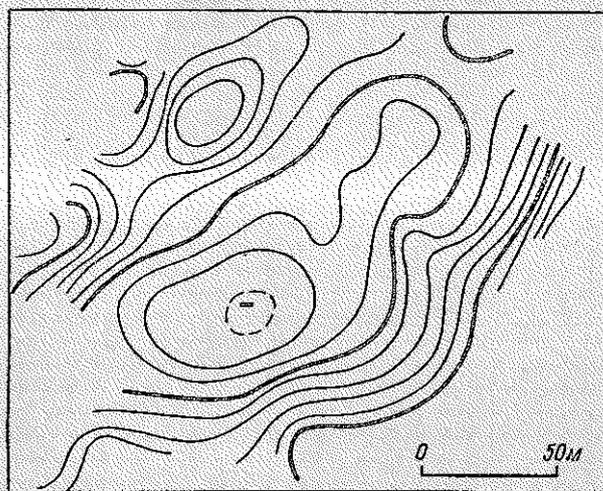


Рис. 128. Гравитационная аномалия над карстовой полостью (Г. Колли, 1963).
Сечение изоаномал 0,1 мгга.

В недавнем прошлом для непрерывного профилирования пытались применять эхолоты. Практические исследования показали, что изучение донных осадков с помощью мощного эхолота вполне возможно, причем по форме и интенсивности отраженных импульсов можно различать некоторые породы. В начале 60-х годов были разработаны системы непрерывного сейсмопрофилирования, основанные на использовании электрогидравлического эффекта либо периодических взрывов газовой смеси. Теоретический анализ показывает, что системы, использующие периодически повторяющиеся импульсы типа варыва, обеспечивают большую глубину исследования, не требуя очень сложных технических конструкций. Различные же вибраторы типа эхолота при сходной сложности конструкции обладают меньшей проникающей способностью. Наиболее известна аппаратура «Спаркер», искровой разрядник которой имеет блок конденсаторов емкостью

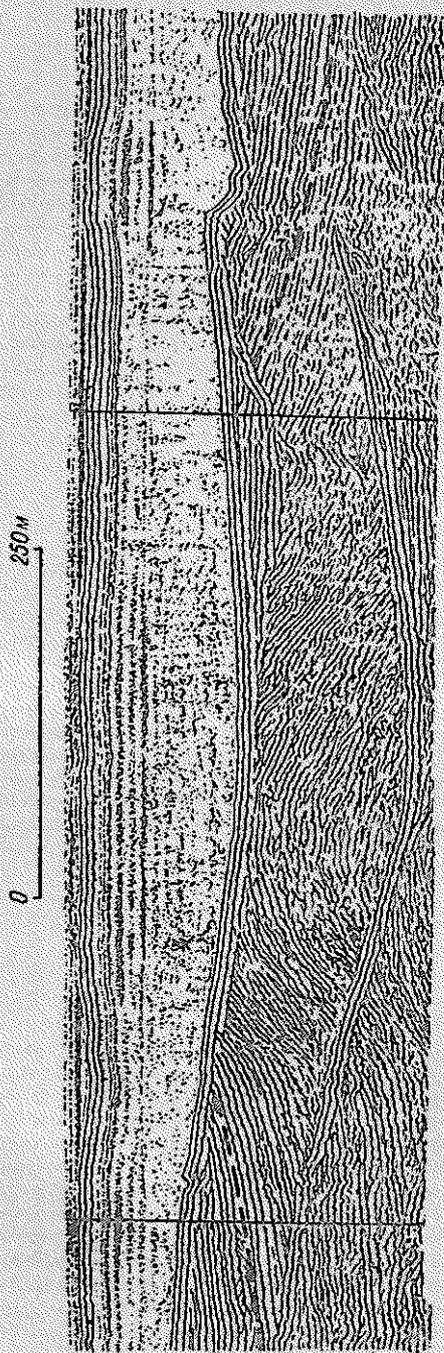


Рис. 129. Запись «Спаркера» в районе проектирования подводного тоннеля (В. Т. Мак-Гинесс и др., 1962).

2000 мкф, заряжающихся до напряжения 10 000 в. Разрядные электроды и приемные гидрофоны помещаются в плавающем кабеле. В среднем за месяц изучается 600—1000 км профилей. Разрез строится автоматически, но временном масштабе. Отражения на времени 3—4 сек еще отчетливы. Лучше всего изучается распределение осадков в придонном слое мощностью около 200 м.

Электромеханический и ударный возбудитель волн «Гампер» по техническим характеристикам немного уступает «Спаркеру».

Сходная по принципу действия аппаратура разработана Всесоюзным институтом техники и методики разведки и успешно применена на морях, окружающих территорию СССР.

Рис. 129 показывает запись «Спаркера», полученную вблизи побережья Японии. Исследования проведены в связи с выбором трассы тоннеля. Сейсмический разрез показывает сильно изогнутую и нарушенную антиклиналь, сводовая часть которой размыта. Антиклиналь перекрыта современными осадками. Отчетливо определяются очертания поверхности коренных пород и их внутренняя структура, а также мощность наносов (толщина слоя воды невелика). К сожалению, при непрерывном профилировании, как

и в обычной сейсморазведке, проблема кратных отражений еще далека от разрешения. На рассматриваемом временном разрезе кратные отражения также представлены. Одно из них располагается на времени, соответствующем отражениям из толщи коренных пород, однако по форме хорошо повторяет рельеф поверхности коренных пород.

Интересные результаты получены при геофизических работах в Ла-Манше. Исследования выполнены в связи с разработкой проектов прямого сообщения между Англией и Францией. Точная длина моста определена с помощью теллуromетра. Этот прибор, обеспечивающий быстрое измерение расстояний в десятки километров с точностью до десятков сантиметров, ранее широко использовался французскими геофизиками для разбивки и привязки опорных геофизических сетей в пустынях.

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование аппаратурой «Спаркер» сделано по серии профилей. В пределах вероятной трассы отработаны три продольных профиля, отстоящих друг от друга на расстоянии 100 м, и 140 профилей поперечной ориентировки. Привязка профилей с точностью 1 м выполнена специальной топографо-навигационной системой, предназначенной для открытых водных пространств и пустынь. Съемка 180 км профилей заняла 6 дней (Ж. Ж. Брюс, 1964).

С помощью сейсморазведки изучено изменение по площади состава и структуры коренных пород (мела, глауковитового мергеля, глины) и рыхлых отложений.

Электроразведка при инженерно-геологических изысканиях на море особенно эффективна в тех случаях, когда необходимая глубина освещения разреза ограничивается десятками метров.

В настоящее время разработана и применяется совершенная электроразведочная аппаратура, которая позволяет проводить непрерывное картирование морского дна. Однако точность и детальность таких исследований не выше, чем при непрерывном сейсмопрофилировании. Включение электроразведки в комплекс исследований повышает достоверность инженерно-геологических документов; данные электроразведки позволяют более определенно истолковывать материалы сейсморазведки, искаженные реверберационными помехами, кратными волнами и т. п.

ИЗУЧЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Многолетняя мерзлота редко бывает самостоятельным объектом геофизических исследований. Чаще геофизики встречаются с ней как с помехой, которая препятствует проведению работ. Неоднородное промерзание пород в верхней части разреза искажает сейсмические годографы, ухудшаются условия возбуждения полезных сейсмических волн, несущих информацию о глубинном строении территории.

Вместе с тем имеются четкие физические предпосылки для изучения процесса промерзания и оттаивания многолетней мерзлоты.

Основные методы изучения мерзлоты: аэрофотосъемка, полевые электроразведочные, реже сейсморазведочные, горно-буровые работы и каротаж скважин. В скважинах и в шурфах измеряется температура.

Перед геофизическими исследованиями ставится задача найти границы распространения мерзлых и талых пород, а также возможных скоплений подземного льда. Применению электроразведки способствует то обстоятельство, что удельное электрическое сопротивление горных пород существенно повышается при замерзании воды, заполняющей поры. Количество незамерзшей воды в породе зависит как от температуры, так и от структуры порового пространства. В тонкодисперсных отложениях (глины, суглинки) количество незамерзшей воды превышает количество, которое характерно для грубодисперсных отложений (пески) и гравия. Поэтому при промерзании грубозернистых пород их электрическое сопротивление увеличивается более резко. Нижняя граница мерзлоты в песчанниках отмечается электроразведкой лучше, чем в глинах.

На величину сопротивления влияют и общая пористость, и другие обычные факторы. Задача выделения мерзлых и талых пород, а также подземных льдов легко решается только в том случае, когда породы, участвующие в разрезе, приблизительно однородны по составу. Однако и такой благоприятный для электроразведки случай весьма важен для инженерной геологии, так как получение тех же сведений с помощью буровых и горных работ потребовало бы гораздо больше времени и средств. Пример применения электроразведки в районе распространения жильных льдов показан на рис. 130. Отчетливо видна сетка, образуемая высокоомными протяженными зонами.

В более сложных условиях, когда наряду с промерзшими терригенными породами на небольшой глубине расположены изверженные и метаморфические породы, электрическое сопротивление которых весьма высоко независимо от промерзания, электроразведка комплексировается с магниторазведкой. Такие исследования были выполнены, например, в районе Усть-Ботуобского створа Вилюйской ГЭС. Распределение магнитных аномалий позволило разделить аномалии электрического сопротивления и указать, вызвано ли повышенное сопротивление мерзлотой или другой геологической причиной (В. П. Добровольский, 1963). Вместе с материалами аэрофотосъемки геофизические данные, проконтролированные шурфами, послужили основой для оценки инженерно-геологических условий в районе намечаемого створа плотины.

Изучение мерзлоты сейсморазведкой проводится в опытно-поисковом порядке. Скорость распространения упругих волн в мерзлых породах существенно больше, чем в немерзлых. Для пород одного и того же комплекса отложений отмечено увеличение скорости на несколько сотен метров в секунду. Изучение с инженерными целями коренных пород под тонким (десятки метров) слоем льда проведено методом преломленных волн в Гренландии и в некоторых других местах.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Сейсмический режим территории оказывает серьезное влияние на строительство зданий и сооружений. Если строительство ведется с применением совершенных антисейсмических мероприятий, которые обеспечивают большой запас прочности, предохраняют постройки от разрушения, то возникают существенные дополнительные затраты средств. Пренебрежение нормами антисейсмического строительства ведет к безвозвратной потере человеческих жизней и больших материальных ценностей в случае сильного землетрясения. Поэтому

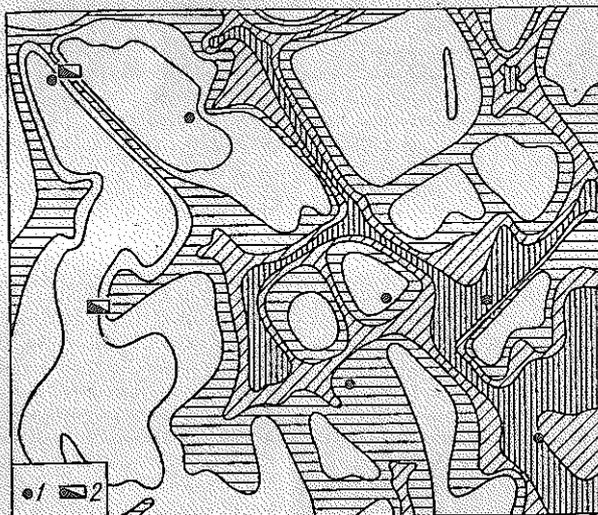


Рис. 130. Карта планом участка развития жилых льдов (по Д. Н. Достовалову).
Густота штриховки соответствует величине сопротивления.
1 — скважины; 2 — шурфы.

очень важно на основе объективных данных заранее определить, насколько опасна по землетрясениям та или иная зона.

По материалам сейсмологической службы, увязанным с данными о тектонике, строятся карты сейсмического районирования. Материалы полевых геофизических исследований используются главным образом для уточнения контуров линий равной балльности. Так, например, если установлено, что в рассматриваемом регионе очаги землетрясений группируются вблизи крупного разлома земной коры, данные геофизических измерений, с помощью которых прослеживается разлом, непосредственно учитываются для разграничения территории на зоны разной балльности.

Карты сейсмического районирования обычно строятся в масштабе 1 : 5 000 000 или крупнее. Они показывают сейсмический режим территории в обобщенном виде. Более крупномасштабные карты

составляются для отдельных районов, которые могут быть детально охарактеризованы фактическими (сейсмологическими и геологическими) данными. В качестве примера можно указать на район строительства Нурекской ГЭС (долина р. Вахша, Таджикистан), весьма детально изученный в сейсмологическом отношении.

В большинстве случаев картина уточняется не столько учетом новых материалов о землетрясениях (что само по себе весьма ценно), сколько привлечением дополнительных фактов, определяющих разрушительные последствия землетрясений. Изучение территорий, пострадавших от землетрясений, показало, что даже недалеко расположенные участки одного и того же города могут резко отличаться по характеру и интенсивности разрушений. Детальный учет геологических обстоятельств, определяющих местные вариации сейсмической опасности, является задачей сейсмического микрорайонирования.

Опыт показывает, что при сейсмическом микрорайонировании следует учитывать мощность и акустическую (сейсмическую) жесткость грунтов, глубину залегания уровня грунтовых вод, наличие контактов пород разного состава, крутизну склонов и другие факторы. Детальные геофизические исследования толщи отложений мощностью 25—35 м позволяют получить значительную часть материалов, необходимых для сейсмического микрорайонирования. Приращение сейсмической балльности n одного участка относительно другого (эталонного) обычно вычисляется по эмпирической формуле С. В. Медведова

$$n = 1,67 \left[\lg \frac{v_n \sigma_n}{v_0 \sigma_0} \right] + e^{-0,04h^2}, \quad (15)$$

где n — приращение балльности для грунта, имеющего плотность σ_n и скорость v_n ;

v_0, σ_0 — скорость и плотность эталонного грунта;

h — глубина залегания уровня грунтовых вод, м.

Чтобы изучить распределение по площади акустической жесткости грунтов, проводят детальную сейморазведку МПВ и опробование грунтов. Методика сейсмических исследований сходна с той, которая используется для изучения оснований под сооружения. Большую помощь оказывает высокоточная гравиразведка. Применение последней облегчается тем, что плановое и высотное положение пунктов наблюдений заранее известно с большой точностью.

По локальным гравитационным аномалиям выявляются зоны значительного изменения мощности рыхлых отложений, контакты пород и другие детали. Истолкование гравиметрических и сейсмических данных ведется совместно. Положение уровня грунтовых вод в пределах городов обычно известно.

Большую помощь для районирования оказывает изучение микросейсм. Так же как при крупных землетрясениях, амплитуда смещений грунтов с различными физическими свойствами при микросейсмических колебаниях весьма различна. Причиной служат соответству-

ющие отличия инженерно-геологической характеристики грунтов. В некоторых городах, которые ранее подвергались землетрясениям, удалось сопоставить современные данные о высокочастотных микросейсм с архивными материалами о разрушениях. Согласно исследованиям Э. М. Антоненко (1964), средний уровень высокочастотных микросейсм в 2—3 раза выше в тех местах, где ранее наблюдались максимальные разрушения (районы развития супесчано-глинистых грунтов и близкого залегания уровня грунтовых вод) по сравнению

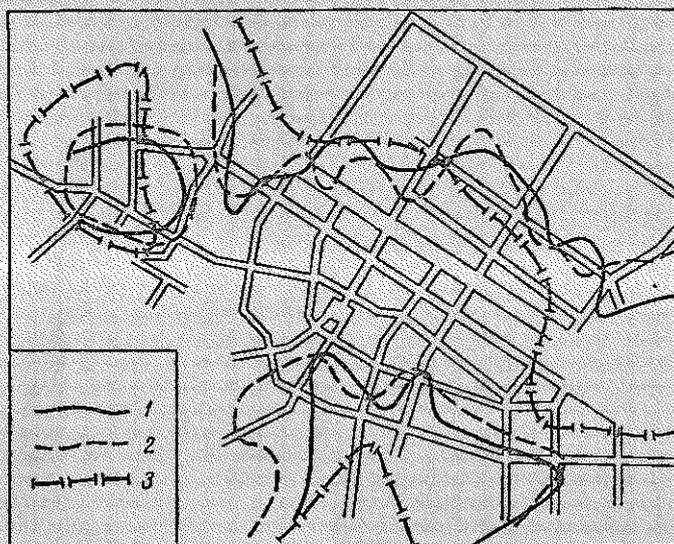


Рис. 131. Схема сейсмического микрорайонирования (Р. Д. Нелесов, Э. М. Эсенов, Д. Гарагозов, 1964).
 Приращение балльности: 1 — по акустической жесткости, 2 — по деформации грунтов, 3 — по высокочастотным микросейсам.

с участками, где степень повреждения зданий была меньше (грунты представлены валунно-галечниковыми и гравийно-галечниковыми отложениями).

Изучение высокочастотных микросейсм позволяет получить большой материал при сравнительно несложных наблюдениях. При анализе материалов строятся типичные колонки грунтов и соответствующие им кривые распределения периодов колебаний и распределения амплитуд колебаний по периодам.

Сопоставление данных о приращении балльности, полученных разными методами, приведено на рис. 131. Как видно, контуры участков с одинаковым приращением согласно повторяют друг друга. По совокупности всех геофизических и геологических данных строятся сводная карта сейсмического микрорайонирования и геологические разрезы, сопровождаемые графиками сейсмической балльности.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ДОРОЖНЫХ И АЭРОДРОМНЫХ ПОКРЫТИЙ

Твердые покрытия, рассчитанные на большие динамические нагрузки (взлетные дорожки аэродромов, автостреды), изучаются геофизическими методами. Применение получили электроразведка, сейсморазведка с помощью специальных вибраторов, измерения интенсивности рассеянного гамма-излучения. В зависимости от условий проводится электроразведка на постоянном токе или измеряется высокочастотное электромагнитное поле. Методом сопротивлений выявляются также ослабленные зоны земляного полотна железных дорог.

Упругие постоянные материала покрытий и его мощность оцениваются сейсморазведкой с помощью поверхностных волн (по значениям фазовой скорости и частоты колебаний) аналогично тому, как в сейсмологии определяются параметры модели земной коры.

Измерения плотности позволяют установить, насколько покрытие однородно и обладает постоянной толщиной.

КОНТРОЛЬ ЗА СОСТОЯНИЕМ СООРУЖЕНИЙ

Состояние крупных сооружений, к которым предъявляются высокие требования по надежности эксплуатации, периодически контролируется с помощью геофизических методов. Специальные наблюдательные скважины существуют на подземных хранилищах газа. Основная задача наблюдений — определение газонасыщенности пластов. В обсаженных скважинах газонасыщенность оценивается с помощью методов радиоактивного каротажа. Естественно, геофизические данные — не единственные, на основании которых судят о состоянии коллекторов. Наряду с промыслово-геофизическими исследованиями проводятся гидро- и газодинамические измерения и расчеты.

После завершения строительства насыпных дамб степень их уплотнения определяется сейсморазведкой МПВ. Упругие колебания возбуждаются ударами груза по сваям. Скорость распространения продольных волн v и средняя пористость k уплотненного и неуплотненного насыпного материала существенно различаются. По данным Г. Дж. Шеффера (1962) физические параметры соответственно для уплотненного и неуплотненного материалов имеют следующие значения:

v , м/сек	300—350	270
k , %	27	36

Электроразведка успешно определяет места просачивания вод, а также используется для контроля качества ремонта после инъекций в насыпной материал укрепляющих растворов.

По измерениям естественного электрического поля были выявлены места с повышенной фильтрацией вод в Волго-Донском канале и в каналах оросительных систем.

Древние памятники архитектуры исследуются геофизическими методами для выявления скрытых трещин, фильтрации вод и т. п.

Для охраны отдельных крупных зданий используются постоянно размещенные системы сейсмографов, подключенных к регистрирующей аппаратуре.

Таким образом, расширяется применение геофизических методов, непосредственно не связанное с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых.

§ 25. Решение задач гидрогеологии

Вода все больше включается человеком в сферу производства. Потребность в больших количествах воды уже сейчас не во всех странах удовлетворяется полностью. Во многих засушливых областях освоение месторождений ценных полезных ископаемых тормозится отсутствием значительных запасов воды. Достаточно указать на Центральный Казахстан, где только канал Иртыш — Караганда решает проблему водоснабжения промышленности и населения.

После работ Гаю и В. И. Вернадского природные воды рассматриваются в геологии как минералы земной коры. В общем комплексе геологоразведочных работ изучение движения подземных вод и поиски их скоплений занимают важное место. Геофизические методы активно используются для решения задач гидрогеологии. Наиболее широкое применение получили электроразведка в различных модификациях, каротаж скважин и сейсморазведка с портативной аппаратурой. При решении некоторых вопросов используются материалы гравразведки и магниторазведки. Можно указать несколько частных направлений, продвижение по которым осуществляется особенно успешно.

1. Расчленение геологического разреза и выделение в нем водоносных и водоупорных горизонтов.
2. Изучение структурно-тектонических условий, определяющих местоположение скоплений воды.
3. Определение границы пресных и соленых вод, поиски линз пресной воды.
4. Изучение движения подземных вод.
5. Поиски источников термальных вод и естественного пара.

ВЫДЕЛЕНИЕ ВОДОНОСНЫХ И ВОДОУПОРНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Для выделения и характеристики водоносных и водоупорных горизонтов основное значение имеют буровые работы и геофизические исследования в скважинах (электрический и радиоактивный каротаж). Чаще всего используется метод сопротивлений, дополненный измерениями естественной разности электрических потенциалов и естественной радиоактивности. Скважинные геофизические исследования весьма полезны даже в тех случаях, когда при бурении получается большой выход керна, поскольку каротажные диаграммы

позволяют с высокой точностью отметить положение горизонтов, границ литологических разностей.

Совместная обработка данных каротажа и лабораторных определений проб позволяет определять общую пористость горизонтов, закономерное изменение минерализации вод и другие параметры. Данные каротажа берутся за основу при оборудовании скважин фильтрами.

Сведения об электрических свойствах горных пород необходимы для электроразведки. Параметрические зондирования около скважин и материалы каротажа дают отправные данные для прослеживания водоносных горизонтов по площади. При отсутствии таких сведений указать глубину залегания водоносных горизонтов и их мощность по кривым ВЭЗ не всегда возможно. Сравнительно благоприятный для электроразведки случай, когда мощность водоносного пласта составляет не менее одной четверти мощности перекрывающих напосов.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУР, КОНТРОЛИРУЮЩИХ СКОПЛЕНИЯ ВОД

Скопления грунтовых, напорных, трещинных и карстовых вод обнаруживаются в определенных геологических условиях, которые изучаются геофизическими методами. Изучение проводится в региональном плане и на отдельных площадях, предназначенных для заложения скважин.

Материалы региональных геофизических исследований используются для гидрогеологического районирования и составления прогнозных гидрогеологических карт. В качестве примера можно указать на структурную карту поверхности скального фундамента и карту изопахит рыхлых образований, которые составлены по совокупности геофизических и геологических данных для территории Целинного края. На основании этих сводных документов выделяются участки, перспективные для поисков трещинных вод, приуроченных к кристаллическим породам фундамента, либо участки, характеризующиеся значительной мощностью осадочных отложений и перспективные для поисков напорных пластовых вод.

В районах, обладающих мощной толщей осадочных пород, с помощью электроразведки и сейсморазведки изучаются артезианские бассейны.

Главное значение для поисков воды имеют детальные геофизические исследования на ограниченных площадях. Как в районах значительного увлажнения, так и в засушливых большие скопления воды обнаруживаются в погребенных долинах. С помощью геофизических методов такие долины прослеживаются на значительное расстояние.

Погребенные долины представляют удобный объект поисков для всех геофизических методов. Резко выраженные углубления в коренных породах, заполненные материалом, который отличен по составу и физическим параметрам, выявляются по закономерному изме-

нению электрического сопротивления, времени прихода упругих колебаний и аномалиям силы тяжести. С точки зрения экономичности исследований основным методом является электроразведка, возрастают эффективность и значение сейсмических исследований.

В простых условиях распределения пород (ледниковые отложения выполняют погребенные долины в известняках и т. п.) рекогносцировочным методом определения местоположения долин является электропрофилирование. Разносы электродов зависят от средней мощности отложений и обычно составляют несколько сотен метров. Если электрическое сопротивление однообразных пород существенно изменяется вследствие фациальной и литологической неоднородности, рекогносцировочные исследования, так же как и детальные, проводятся методом ВЭЗ.

На первом этапе поисковых работ точки зондирования располагают по профилям, которые отстоят друг от друга на расстоянии около 10 км. Расстояние между центрами зондирования на профилях достигает 0,5—1 км. На перспективных участках, выделенных в результате рекогносцировки, проводятся более детальные съемки. Расстояние между профилями ВЭЗ уменьшается до нескольких километров (обычно 1—3 км), а между точками на профиле — до 0,2—0,5 км. Результаты применения электроразведки в Машуранской депрессии (Казахстан) приведены на рис. 132. Электроразведочные данные позволили установить систему долин древних потоков. В местах слияния русел долины расширяются, образуя локальные депрессии. В депрессиях коренного ложа выявлены аллювиальные отложения, перспективные на воду.

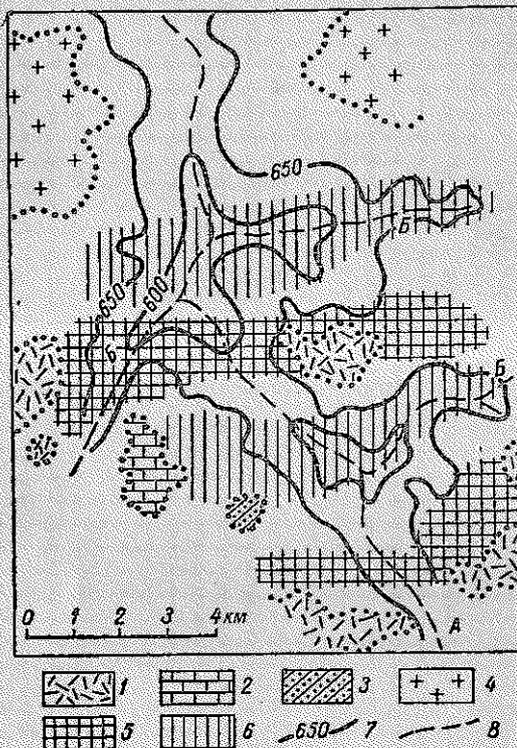


Рис. 132. Схема геологического строения Машуранской депрессии (И. П. Беневоленский и В. П. Выдрин, 1962).

Выходы пород: 1 — эффузивов, 2 — известняков, 3 — песчано-конгломератовой толщи, 4 — гранитов; области распространения коренных пород под наносами: 5 — эффузивов, 6 — известняков; 7 — изогишсы кровли коренных пород; 8 — древние реки (А — основное русло, Б — приток).

Поиски погребенных долин с применением портативных сейсмических станций дают удовлетворительные результаты только при неглубоком залегании изучаемой поверхности. Некоторое время сейморазведка с ударным возбуждением широко использовалась в Канаде для поисков погребенных долин, заполненных ледниковыми отложениями. По мере накопления данных стало ясно, что эффективность сейморазведки весьма неодинакова в разных условиях. Наличие неоднородностей в верхней части наносов и слабая дифференциация по скорости распространения волны в породах, залегающих глубже, нередко являются причиной значительных погрешностей.

Сейсмические работы с непрерывной записью сигналов с большим успехом используются для изучения разреза, однако применению этой модификации ограничено; оно возможно только на тех участках долины, которые расположены под руслами современных рек. Сейморазведка с непрерывным возбуждением волны искровым разрядником выявила погребенные доледниковые долины с запасами подземных вод в некоторых штатах Северной Америки.

Применение детальной гравirazведки целесообразно только для поисков крупных долин, погребенных на глубине 150—200 м, либо в качестве одного из методов при комплексной съемке в сложных условиях. Так, при поисках водоносных горизонтов на Западной Канадской равнине положение крупных погребенных долин определено гравirazведкой с точностью, превышающей точность электроразведочных данных и почти не уступающей точности метода преломленных волн (Д. Леннокс, 1962).

В некоторых районах Италии гравirazведка успешно дополняла электроразведку и сейморазведку при изучении структуры кристаллических пород под покровом четвертичных наносов и определении границ погребенных долин.

В тех случаях, когда скопления вод не связаны с погребенными долинами, весьма важное значение приобретает детальное изучение рельефа поверхности водоупорных горизонтов, залегающих в толще осадочных образований. Основным методом структурного картирования служит электроразведка ВЭЗ. Детальность наблюдений и разносы электродов существенно зависят от геологических условий. Эти различия показаны ниже на двух примерах, один из которых относится к южной части Западной Сибири, а второй — к одному из районов Алжира. Общая черта таких съемок состоит в том, что в разрезе выделяется опорный горизонт высокой электрической проводимости и выявляются подробности конфигурации его кровли.

Первый пример иллюстрирует поиски пресной воды на небольшой глубине. В рассматриваемом районе Западной Сибири мезозойские и палеозойские отложения нередко включают только минерализованные воды и единственным источником пресной воды служит верхний водоносный горизонт (Ю. Ф. Анашин и др., 1964). Для прослеживания горизонта проведены детальные работы ВЭЗ с расстоянием между центрами зондирования около 20 м, максимальные разносы электродов 400 м. В верхней части разреза располагается

очень высоким электрическим сопротивлением и только в обводненных трещиноватых зонах сопротивление уменьшается до 30—40 ом·м. Зоны тектонических нарушений нередко отмечаются и магнитными аномалиями (рис. 135).

При маломощном покрове рекогносцировочные исследования зон дробления проводятся также с помощью портативной сейсмической аппаратуры. Различие скорости распространения упругих волн в трещинных и ненарушенных породах настолько велико, что

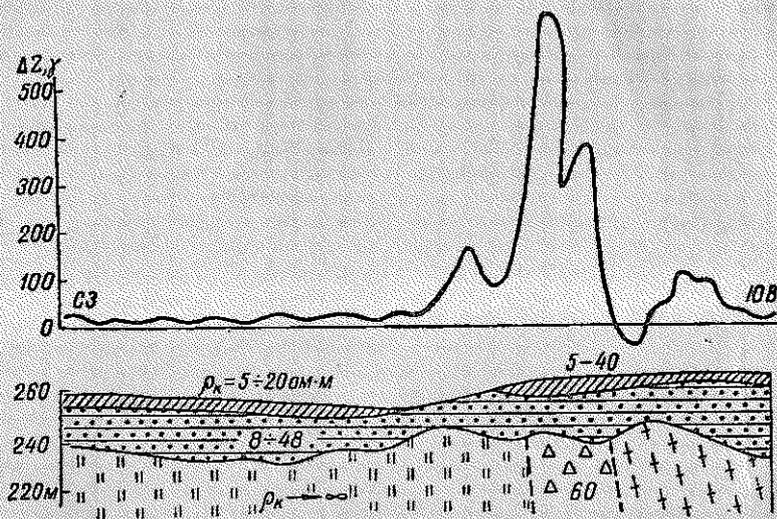


Рис. 135. Пример поиска трещинных вод в тектонически ослабленной зоне (Ю. Ф. Анашиев и др., 1964).

позволяет с большой уверенностью судить о местоположении искомым объектов. Например, в массивных гранитах (по данным одноканальной сейсмостанции) скорость волн варьирует в пределах 5—6 км/сек, тогда как в трещиноватых гранитах уменьшается до 1—2 км/сек.

В горных районах скопления подземных вод обнаруживаются в погребенных конусах выноса рек, главным образом в мощных галечниках. Основной метод поисков в таких условиях — площадные геофизические съемки и бурение отдельных скважин. Наиболее эффективна электроразведка (ВЭЗ) иногда в сочетании с гравиразведкой. Поиски скоплений вод в конусах выноса горных рек успешно проведены в Азербайджане и некоторых районах Франции.

Таким образом, полевые геофизические исследования структурно-тектонических особенностей района позволяют успешно ориентировать бурение гидрогеологических скважин. В ряде случаев геофизические исследования выполняются не для заложения скважин,

а для решения вопроса о том, в какой мере геологическая структура, заключающая водные ресурсы, подвергается опасности загрязнения действующими промышленными предприятиями. Как правило, исследования с этой целью предпринимаются в густо заселенных районах. В качестве примера можно указать на работы японских геофизиков (Итиро, 1963).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦЫ ПРЕСНЫХ И СОЛЕННЫХ ВОД

Структурные условия определяют места скопления подземных вод, но далеко не всегда их качество. Можно указать примеры, когда в сходных условиях на небольшом расстоянии друг от друга располагаются воды, обладающие различным содержанием минеральных солей, а следовательно, — различной электрической проводимостью. Большую проблему представляет поиск линз пресной воды,

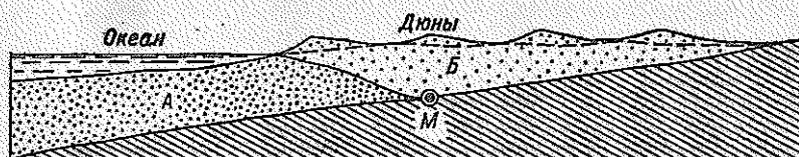


Рис. 136. Определение границы пресных и соленых вод под покровом дюн [Nordon, 1959].

Пески, насыщенные содой: А — соленой, Б — пресной; М — срединная линия, определяемая электрораствором.

которые как бы плавают среди более плотных соленых вод (при этом пресные и соленые воды насыщают одни и те же песчано-глинистые отложения). Подобные линзы обнаружены в пустынях Средней Азии. Известны они и в других местах, главным образом в районах морских побережий (Нидерланды) и на океанических островах.

В прибрежных районах часто возникает необходимость определить границу проникновения соленых вод в толщу рыхлых пористых отложений. Знание этой границы важно для водоснабжения портовых городов из подземных источников. В качестве примера можно указать на г. Дакар (Сенегал), где граница пресных и соленых вод проходит под покровом песчаных дюн (рис. 136). С аналогичной задачей геофизики сталкиваются при проведении исследований в прибрежных районах Северо-Германской низменности, при геологическом картировании структур о. Сахалин и т. д.

Главный геофизический критерий, по которому различают минерализованные и пресные воды, — удельное электрическое сопротивление водоносных пластов. Если бы речь шла именно о водах, а не о пластах, сомнения в надежности определения не возникали бы. Измерения электрического сопротивления воды и ее температуры позволяют очень быстро и просто определить содержание солей. Однако измеряется электрическое сопротивление пластов, которое

зависит не только от минерализации пластовой воды, но и от пористости отложений и структуры порового пространства. Поэтому в общем случае разделение водоносных отложений по степени минерализации вод представляет для электроразведки задачу с не полностью определенным решением.

Обнадеживающая определенность появляется при малом изменении физических параметров водоносных горизонтов. Для отложений того или иного фациального комплекса можно установить по опытным данным зависимость электрического сопротивления от концентрации солей и эту зависимость использовать в дальнейшем при геологическом объяснении электроразведочных аномалий. Обычно удается найти некоторую «пограничную» величину удельного электрического сопротивления. Дальнейшее увеличение проводимости служит неблагоприятным признаком. «Пограничное» значение может быть совершенно различным для разновозрастных комплексов пород.

Кривые ВЭЗ резко различаются в зависимости от того, пресные или минерализованные воды насыщают покровные отложения. Четко отмечается и граница по глубине между пресными и солеными водами. Наиболее интересное разграничение в плане получается недостаточно четким, так как в пограничной зоне сопротивление изменяется постепенно в соответствии с постепенным изменением минерализации.

Н. Г. Огильви, В. Ф. Лантев и О. М. Мясковский (1963) установили, что в условиях геоэлектрического разреза пустыни Каракумы градиент электрического сопротивления водоносных пластов подчиняется эмпирическому соотношению

$$|\text{grad } \rho| = \frac{34}{M^2} |\text{grad } M|,$$

где M — минерализация вод.

В рассматриваемых условиях (соленость изменяется от долей грамма на 1 л до 10 г/л) максимальный градиент ρ соответствует минерализации 0,7—1,0 г/л.

Поиски линз пресной воды с помощью ВЭЗ представляют разрешимую, но трудную задачу. Для исключения грубых ошибок необходимо сочетать применение электроразведки с бурением. Вместе с тем применение геофизических методов существенно снижает общую стоимость работ и ускоряет получение результатов.

В условиях пустынь особенно большой интерес представляют методы поисков воды, которые ведутся с движущейся автомашины или самолета. Опытные исследования по применению аэроэлектро-разведки дали обнадеживающие результаты. Метод вращающегося магнитного поля позволил отметить известную линзу пресной воды. Пресная вода располагается в пределах локального минимума амплитудной аномалии. Успешные результаты были получены и при использовании высокочастотного электромагнитного поля стационарных радиостанций. Напряженность электромагнитного поля

частотой 0,3—0,4 *Мгц* над пресными водами на 30% меньше, чем над солеными. По ряду технических преимуществ метод сравнения напряженности поля стационарных радиостанций представляется более перспективным.

ИЗУЧЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Движение подземных вод изучается с помощью геофизических скважинных исследований. Наиболее широкое применение получили измерения электрического сопротивления воды и ее температуры. Для определения направления и скорости фильтрации подземных

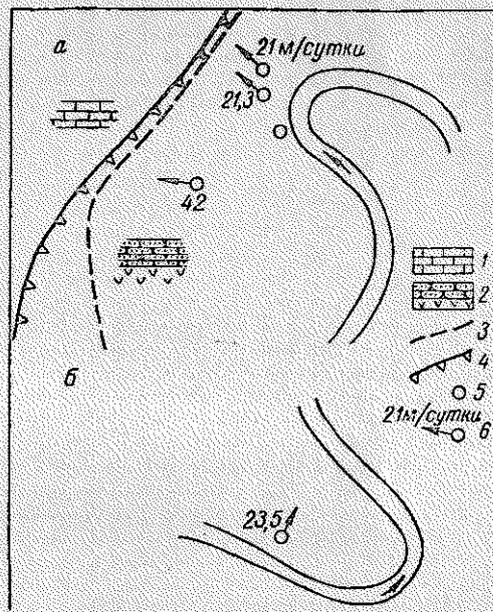


Рис. 137. Пример применения метода заряженного тела для изучения связи речных вод с карстовым водоносным горизонтом в известняках (а) и прослеживания подолонного подтока (б) (Б. К. Матвеев, 1963).

1 — карстующиеся известняки; 2 — трещиноватые вулканогенные породы; 3 — линия контакта этих пород; 4 — линия течения; 5 — скважины; 6 — направление и скорость потока по данным электро-разведки.

вод в одиночных скважинах успешно используется метод заряженного тела. Чтобы выделить в разрезе скважины зоны, которые отличаются разной активностью циркуляции вод, обычно искусственно засоляют буровую жидкость. Динамика изменения удельного электрического сопротивления отчетливо указывает местоположение зон активной, замедленной и минимальной фильтрации.

Материалы, обработанные по группе скважин, позволяют установить распределение зон активного водообмена по району исследований, группе месторождений полезных ископаемых либо отдельным участкам. Таким образом появляются реальные сведения для планирования осушения либо водоотбора.

Метод заряженного тела позволяет вычислить направление и действительную скорость подземного потока вод с помощью одиночной скважины, не требуя бурения куста скважин. Одиночная скважина используется для введения в водоносный пласт электролита, который образует около скважины подвижную зону, вытянутую в направлении потока вод. Изучая величину и направление смещения изолиний, находят искомые величины, определяющие движение вод. На рис. 137 показан пример применения метода заряженного тела на группе скважин в пределах одного из бокситоносных районов Урала. Электроразведочные исследования экспедиции геологического факультета МГУ позволили установить, что трещинно-карстовый водоносный горизонт подпитывается водами реки, которая протекает вблизи контакта вулканогенных пород с карстовыми известняками. В излучине реки установлен подлинный поток вод по аллювиальным отложениям.

Техника скважинных измерений совершенствуется. В случае, когда процесс опреснения воды в скважине идет слишком быстро, для измерений используют установку, которая наряду с резистивметром содержит инжектор, регулирующий подачу порций соленой воды.

Модификации скважинных геофизических исследований, основанные на изучении концентрации радиоактивных изотопов, полезны при выявлении мест поглощения и притока вод. При наличии группы скважин определяются направление и скорость движения вод. Аналогичные приемы используются для изучения движения солей при промывке засоленных почв по бороздам.

Наконец, следует добавить, что методы ядерной геофизики используются для решения ряда вопросов, связанных с возрастом вод.

ПОИСКИ ИСТОЧНИКОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ЕСТЕСТВЕННОГО ПАРА

Сравнительно новая, но перспективная область исследований — поиски геофизическими методами источников термальных вод и природного пара. Предпосылкой для применения геофизических методов служит то обстоятельство, что распределение геотермальных полей зависит от структурных условий: расположения остывающих батолитов, разрывов в толще пород и т. п. Геофизические исследования указанного направления проводятся в ряде стран, например в Италии, где в районе Монте-Амната уже обнаружены и используются источники естественного пара. В СССР подобные работы перспективны в районах Камчатки и других областях,

отличающихся высокой тектонической и вулканической активностью.

Практически исследования проводятся с участием всех геофизических методов, однако наиболее широко применяются электроразведка и геотермика. Гравиразведка и магниторазведка полезны на стадии рекогносцировочных работ. Сложные поверхностные и глубинные условия, большие покровы лав и пирокластического материала неблагоприятны для сейсморазведки, однако с помощью метода преломленных волн успешно выявляются и прослеживаются разрывные тектонические нарушения, по которым поднимаются к дневной поверхности термальные воды и пар.

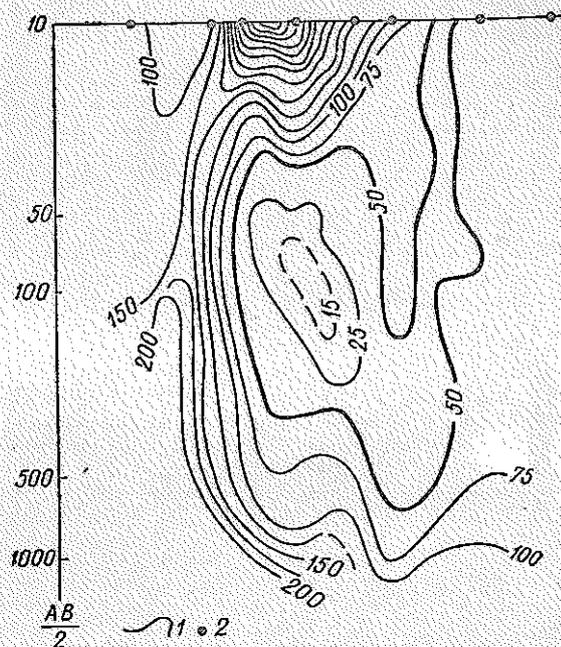


Рис. 138. Разрез кажущихся сопротивлений в зоне термального источника (Х. Панаров, 1963).
1 — изоэомы; 2 — точки ВЭЗ.

Метод ВЭЗ наиболее удобен как быстрый и достаточно эффективный способ изучения структурных условий на небольшой глубине. Электроразведка используется для прослеживания многочисленных разрывных нарушений. Так, в районе Монте-Амиата электроразведочные наблюдения выполнены главным образом для определения рельефа поверхности известняков и обнаружения системы сбросов, которые контролируют выходы пара высокой температуры и давления [Alfano, 1961].

В ряде районов Румынии и Болгарии с помощью ВЭЗ обнаружены источники термальных вод, температура которых достигает 50—75° С. В районе проведения геофизических работ в Болгарии термальные воды циркулируют в магматических породах. Последние

практически обнажены или покрыты тонким слоем алюминия. В отдельных местах под слоем алюминия располагаются низкоомные отложения плинтоцена. Участки, перспективные на поиски термальных вод, выделяются четко выраженными минимумами электрического сопротивления. Подсчеты показывают, что электрическое сопротивление термальных вод значительно меньше, чем сопротивление вод при температуре 18—20° С. Проверка бурением Левуновской, Благоевградской и других электрических аномалий подтвердила прогнозы, основанные на геофизических данных.

Рис. 138 показывает типичный разрез электрических сопротивлений вблизи термального источника. Заметим, что определенная доля аномального эффекта может объясняться не только температурой вод, но и их минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

А в е р ь я н о в А. Г. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. В сб. Геология и металлогения Сов. сектора Тихоокеанск. рудн. пояса. М., АН СССР, 1963.

А г о к с У. 3. Определение структуры кристаллического фундамента Европы аэромагнитным профилированием. Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. 3, Геолхим., геофиз., рудн. геол. М., Мир, 1964.

А й з е н ш т а д т Г. А. и др. О рациональном комплексе методов геологического картирования и поисков полезных ископаемых в солянокупольных областях. Сов. геол., № 12, 1961.

А к и ш е в Т. А., Н а с ы р х а н о в а А. Н. Опыт применения электро-разведки при поисках трещинно-карстовых вод в Центральном Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 2, 1964.

А м у р с к и й Г., Б о р и с о в А. А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1964.

А н д е р с о н Д. Л. Пластический слой в земной мантии. В сб. Верхн. мантия Земли. М., Мир, 1964.

А н д р е е в В. А. Послойная зональность физических свойств осадочных пород и ее связь со структурами платформенных областей. Сов. геол., сб. 61, 1957.

А н д р е е в В. А. Структурно-металлогенетические зоны и гравитационные аномалии. ДАН СССР, т. 121, № 6, 1958.

А н д р е е в В. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Госгеолтехиздат, 1960; Недра, 1965.

А н д р е е в В. А., Б о р о н и в В. П., К р ы л о в С. В. Геофизические особенности нефтеносных структур Волго-Уральской провинции. Сов. геол., № 7, 1961.

Аэромагнитная съемка в геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Б а л л а х И. Я. Об определении нефтегазоносности пород сейсморазведкой. Изв. АН СССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1962.

Б а с и я Я. Е., Б е р м а н Л. Б., Н е й м а н В. С. О возможности выделения кавернозных и трещиноватых известняков методами промышленной геофизики. Прикл. геофиз., вып. 39, 1964.

Б е л о у с о в В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геол., № 1, 1965.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Сов. геол., № 9, 1964.

Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Проблема изучения земной коры с помощью сверхглубоких скважин. Сов. геол., № 12, 1961.

Бердичевский М. Н., Костелев Ю. С., Ланцов А. Е. Изучение геологического строения северной части Западно-Сибирской низменности методом магнитотеллурического профилирования. Тр. НИИГА, вып. 32, 1962.

Богданов А. И. Роль и значение геофизики при поисках нефти и газа в Сибири. Геол. нефти и газа, № 9, 1962.

Болдырев М. В. Опыт применения геофизических методов исследования больших мест земельного полотна. В сб. Сооружение и эксплуатация земляного полотна из пылеват. грунтов, 1964.

Болотонский Р. И., Михелько А. Ф. О возможности документации углеразведочных скважин по данным геофизических методов исследований при бескерновом бурении. Геофиз. разведка, вып. 4, 1965.

Борисов А. А. Аномалии силы тяжести горных областей. Прикл. геофиз., вып. 21, 1958.

Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. Сов. геол., № 1, 1962.

Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных областей. Геотектоника, № 3, 1965.

Борисов А. А. и др. Методика комплексного геофизического изучения нефтегазоносных структур платформ. Сов. геол., № 11, 1962.

Брод Н. О. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. Недра, 1965.

Булин Н. К. О глубинных разломах земной коры на территории Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1964.

Бунз В. И. и др. Методы детального изучения сейсмичности. Изд. АН СССР, 1960.

Вебер В. В., Федьинский В. В. Гравиметрическая карта Юго-Восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Вольвовский Б. С. и др. Региональные геофизические исследования в Средней Азии и их дальнейшее направление. Сов. геол., № 12, 1963.

Гайнапов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану. ДАН СССР, т. 151, № 6, 1963.

Галеев В. В., Гейман Б. М. Геофизические исследования при изучении тектоники репетских соляных куполов. Сов. геол., № 10, 1963.

Гинодман А. Г. Изучение соляных куполов Прикаспийской впадины при помощи удлиненных географов волн, отраженных от подсолевых горизонтов. Развед. и пром. геофиз., вып. 47, 1963.

Глотов О. К. О возможности применения сейсмозондирования МОВ для поисков приподнятых зон крупных пологих структур платформенного типа. Развед. и пром. геофиз., вып. 43, 1962.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Гостехиздат, 1962.

Глубинные разломы. М., Недра, 1964.

- Годип Ю. Н. К вопросу о поисках нефтеносных структур. Сб. Геофиз. разведка на нефть и газ. Гостоптехиздат, 1959.
- Готтих Р. П. К вопросу о природе радиометрических аномалий над залежами нефти и газа. Сов. геол., № 3, 1965.
- Грачев Ю. Н. Площадные региональные геофизические исследования с применением точечных сейсмозондирований КМНВ. Госгеолтехиздат, 1962.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд. АН СССР, 1963.
- Дахинов В. Н. Состояние и перспективы развития геофизических методов исследования скважин для решения задач разработки нефтяных и газовых месторождений. В сб. Опыт разраб. нефт. и газ. м-ний. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.
- Дубинский А. Я., Неволлин Н. В. Основы методики геолого-геофизического изучения глубинного геологического строения равнинных территорий СССР. Сов. геол., № 9, 1963.
- Иванов А. А. Строение северного окончания Вятского вала в свете геофизических данных. ДАН СССР, т. 146, № 1, 1962.
- Итёнберг С. С. О методике решения региональных задач нефтяной геологии по комплексу геофизических и геологических исследований. Прикл. геофиз., вып. 41, 1965.
- Клушин И. Г. Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия. Госгортехиздат, 1963. (Зап. ЛГИ, т. XVI, вып. 2).
- Клушин И. Г., Толстихин И. Н. Историко-геологическое истолкование гравитационных и магнитных аномалий юго-восточных районов Русской платформы. Изв. вузов, Геол. и разведка, № 11, 1960.
- Коч В. Г., Теплицкий В. А. Тектоническое районирование Восточной Туркмении по данным геофизических исследований. Геол. нефти и газа, № 5, 1963.
- Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В сб. Складчатые обл. Евразии. М., Наука, 1965.
- Крылов С. В. и др. Применение точечных зондирований для изучения земной коры Западно-Сибирской низменности. В сб. Методика сейсморазведки. Наука, 1965.
- Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Гостоптехиздат, 1963.
- Куяин Н. Я. Поиски и изучение геофизическими методами локальных поднятий Среднесырдарьинской депрессии. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12, 1964.
- Логачев А. А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеолтехиздат, 1955.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Недра, 1965.
- Морозов М. Д. и др. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям. Изв. АН КазССР, сер., геол., вып. 2 (53), 1963.
- Мушин И. А., Шевченко Л. Б., Шнейерсон М. Б. Особенности применения МРНП в восточных районах Русской платформы. В сб. Развед. геофиз., вып. 2, 1964.

Назаров Г. П. Применение электроразведки для выявления карста и закономерностей распределения пресных вод. Разведка и охрана недр, № 3, 1965.

Наливкин В. Д. О классификации тектонических структур. Геотектоника, № 3, 1965.

Наливкин В. Д., Клушин П. Г., Толстихин И. Н. Системы разломов востока Русской платформы. В сб. Мат-лы по тектонике Н. Поволжья, Гостехиздат, 1962.

Наливкин В. Д., Халип В. Е. Методика составления палеотектонических карт. В сб. Методы палеогеограф. исслед. М., Недра, 1964.

Никифоров В. Н. Определение мощности зоны поверхностного разрушения скальных пород с помощью полевой сейсморазведки. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1962.

Новос в методике и технике разведочной и промысловой геофизики. Обзор зарубеж. лит. М., ЦНИИТЭНефтегаз, 1965.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении земной коры. Междунар. геол. конгр., XXI сесс., Докл. сов. геол., 1960.

Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.

Петкевич Г. И. Факторы, определяющие скорости сейсмических волн в геологическом разрезе (на примере Предкарпатья). Киев. Изд-во АН УССР, 1963.

Полевой В. С. Опыт применения геофизических исследований для гидротехнического строительства. Тр. МОНИ, отд. географ., № 12, 1964.

Полегаев Б. Д., Босых Ю. А. Результаты и возможности гравиметрии при поисках и разведке угольных месторождений Печорского бассейна. Геофиз. разведка, вып. 15, 1964.

Полшков М. К. Развитие геофизических методов разведки нефтяных и газовых месторождений в СССР и задачи повышения их эффективности в 1966—1970 гг. Геол. нефти и газа, № 10, 1965.

Померанцева И. В. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. Прикл. геофиз., вып. 38, 1964.

Промыслово-геофизические методы определения параметров пластов. Обзор зарубеж. лит. ЦНИИТЭНефть. М., 1964.

Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапов С. В. Точечные сейсмические зондирования. В сб. Методика сейсморазведки. М., Наука, 1965.

Ривов Л. А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным). Геол. и геофиз., № 6, 1963.

Рябчик Л. А., Знаменский В. В., Хвиловский М. О. Результаты глубинной сейсморазведки МРП в районе Арал-Сорской сверхглубокой скважины. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 1, 1964.

Сергеев Л. А., Чурилин В. В. Развитие прямого сейсмического метода поисков залежей нефти и газа. Докл. на Всесоюз. семинаре по сейсморазведке на ВДНХ, октябрь 1963. Гостехиздат, 1963.

Симоенко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. Сов. геол., № 4, 1964.

Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. ДАН СССР, 153, № 2, 1963.

Файтельсон А. Ш. Генетическая классификация платформенных структур и палеотектонические построения по геофизическим данным о глыбовой структуре фундамента. Сов. геол., № 1, 1965.

Фединский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геол. М., 1960.

Фединский В. В. Некоторые комплексные проблемы в науках о Земле и космосе. В сб. Земля во Вселенной. М., Мысль, 1964.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Госгостехиздат, 1958.

Фотиади Э. Э. Геофизические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. Вестн. АН СССР, № 1, 1963.

Хайн В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. вузов, Геол. и разведка, № 3, 1963.

Хайн В. Е. Складчатые сооружения и основные элементы их строения. Изв. вузов, Геол. и разведка, № 1, 1964а.

Хайн В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. Сов. геол., № 6, 1964б.

Хатьянов Ф. И., Насыров С. С. Методика поисков газонефте-носных структур в Башкирско-Оренбургском Приуралье. Уфа, 1960.

Хатьянов Ф. И., Шульц Я. И., Куряева В. В. О применении сейсморазведки МРНИ для поисков рифовых массивов в Южном Приуралье. Геол. нефти и газа, № 2, 1963.

Храмов А. И. Палеомагнитные исследования в области палеогеографии. В сб. Методы палеогеограф. исслед., № 1. М., Недра, 1964.

Чамо С., Басенция Ш. Методика и результаты сейсмических исследований, проведенных пунктирным профилированием КМПВ в Западной Туркмении. Прикл. геофиз., вып. 36, 1963.

Шнеерсон М. Б., Ефимкина С. С. Некоторые результаты применения КМПВ для поисков пологих структур на востоке Русской платформы. Прикл. геофиз., вып. 33, 1962.

Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. ВМОИП, отд. геол., 39, № 5, 1964.

Alfano L. Geoelectrical exploration for natural steam near «Monte Amita» Quad. geofis. applic., 21, 1960 (1961).

Aunard C. Vers une rationalisation de l'emploi de la gravimetrie. Notes et memoires, № 4. Comp. Fr. petrol., 1962.

Aunard C., Vidal J. C., Michou D., Delaplanche J. Synthetic seismogram, an essential tool at every stage of the exploration of an oil province. Min. res. developm. ser., 18, 1963.

Beinmelen R. W. van. Geotektonische Stockwerke. (Eine relativische Hypothese der Geotektonik). Mitt. geol. Ges. Wien, 55, 1962 (1963).

- Bonini W. E. Gravity anomalies in Idaho. Idaho Bur. min. and geol. pamph., № 132, 1963.
- Brousse J. J. La prospection geophysique des eaux souterraines Houille blanche, 18, № 4, 1963.
- Chapman C. J. Seismic exploration for reefs in Western Canada. 6 th World petrol. congr., sec. 1, № 8, PD-4, 1963.
- Chereau J. Y. Aperçus statistiques sur l'interprétation en aeromagnetisme. Geoph. prospect., 11, № 1, 1963.
- Continental drift. Intern. geoph. ser. (ed. S. K. Runcorn). N. Y. — L., Acad. press, 1962.
- Faikiewicz Z. Budowa geologiczna antyklinalium Pomorskiego w rejonie Swidwina — Trzebiatowa w swiete interpretacji anomalii siły ciężkości. Ann. soc. geol. Pologne, v. 34, 1964.
- Ferris Craig. Gravity meters uncover new reefs in Michigan. Oil and gas j., 59, № 35, 1961.
- Gaskell T. F. The Earth's upper mantle. Sci. j., 1, № 4, 1965.
- Horace K., Church C. E. Correlating seismic studies with actual highway grading. Roads and streets, 106, № 4, 1964.
- Hospers J., Wijnen J. C. van. The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. Amsterdam, 1959.
- Mero J. L. Mineral resources of the sea. Transact. N. Y. Acad. sci., 26, № 5, 1964.
- Nordon L. Les methodes de la geophysique. Mines et geol., № 7, 1959. (Rabat, Maroc).
- Noritomi Kazuo. The electrical conductivity of the Earth's interior. J. min. coll. Akita univ., A 1, № 1, 1961.
- Nowinski A. Primena seizmickin metoda pri istraživanju ležišta ugljena u Jugoslaviji. Tehnika, 17, № 10, 1962.
- Stoenescu S., Airinej S. Contributii geofizice la cunoasterea subsolului RPR. Natura, ser. geograf.-geol. № 6, 1963.
- Tixier M. P. Modern log analysis. J. petrol. tech., Dec. 1962.
- Uyeda Seiya, Hôral Ki-iti. Terrestrial heat flow in Japan. J. geoph. res., 96, № 10, 1964.
- Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic measurements. J. geoph. res., 64, № 10, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
Г л а в а I. Применение геофизических методов при изучении глубинных зон Земли	8
§ 1. Геологические проблемы, требующие выяснения природы глубинных зон	—
§ 2. Зональность строения Земли	9
§ 3. Физические условия и состояние вещества внутри Земли	14
Г л а в а II. Применение геофизических методов при изучении земной коры и верхней мантии	31
§ 4. Значение геофизических исследований и сверхглубокого бурения для решения теоретических и практических вопросов геологии	—
§ 5. Геофизические методы исследования земной коры и верхней мантии	33
§ 6. Петрофизическая характеристика земной коры и верхней мантии	48
§ 7. Геологические и геофизические данные о глубинных разломах	61
§ 8. Развитие земной коры	69
§ 9. Связь глубинного строения со строением верхних горизонтов и распределением месторождений полезных ископаемых	73
Г л а в а III. Применение геофизических методов при тектоническом районировании	74
§ 10. Задачи тектонического районирования. Рациональное сочетание геологических и геофизических методов	—
§ 11. Тектоническое районирование плит	77
§ 12. Тектоническое районирование складчатых областей	106
§ 13. Тектоническое районирование кристаллических щитов	123
§ 14. Возможность историко-геологического истолкования геофизических данных	—
Г л а в а IV. Применение геофизических методов при поисках и разведке месторождений нефти и газа	128
§ 15. Поиски месторождений, приуроченных к погребенным рифовым массивам	—
§ 16. Поиски месторождений, приуроченных к пологим платформенным структурам	144
§ 17. Поиски месторождений в областях солянокупольной тектоники	172

	Стр.
§ 18. Поиски месторождений в краевых зонах складчатых областей и межгорных впадинах	192
§ 19. Геофизические исследования в скважинах при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений	207
§ 20. Проблема прямых поисков месторождений нефти и газа геофизическими и геохимическими методами	226
§ 21. Эффективность геофизических методов в различных геологических регионах СССР	243
Г л а в а V. Применение геофизических методов при поисках и разведке месторождений каменного угля и солей	246
§ 22. Поиски и разведка месторождений каменного угля	—
§ 23. Поиски и разведка каменной соли, калийного и фосфорного сырья	259
Г л а в а VI. Применение геофизических методов при решении задач инженерной геологии и гидрогеологии	268
§ 24. Применение геофизических методов при инженерно-геологических изысканиях, строительстве и контроле за сооружениями	—
§ 25. Решение задач гидрогеологии	291
Л и т е р а т у р а	303

ИГОРЬ ГЕННАДЬЕВИЧ КЛУШИН
КОМПЛЕКСНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Научный редактор *А. А. Логачев*
Ведущий редактор *В. И. Невзлыштейн*
Технический редактор *А. Б. Яцуржинская*
Корректор *Е. А. Смирнова*
Переплет художника *И. А. Гордона*

М-18262. Сдано в набор 16/IV 1968 г. Подписано к печати 18/VI 1968 г.
Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 19^{1/2}. Усл. л. 19.5.
Уч.-изд. л. 21.18. Изд. № 354. Тираж 6800 экз. Заказ № 1861.
Индекс 2—9—5—Л.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главнополиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР, Московский проспект, 91.

Цена 92 коп.