

В. П. Философов

---

---

---

---

ОСНОВЫ  
МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО  
МЕТОДА  
ПОИСКОВ  
ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
СТРУКТУР

---

---

---

---

---

---

---

---

1975

**Основы морфометрического метода поисков тектонических структур.** В. П. Философов. Под ред. проф. А. В. Вострякова. Изд-во Саратов. ун-та, 1975, с. 1—232.

В работе дано определение предмета структурной морфометрии, краткая история ее развития и теоретическая основа метода. Изложена методика построения и интерпретации морфометрических карт. Большое внимание уделено описанию основных результатов применения морфометрии при поисках полезных ископаемых, особенно нефти и газа, а также подземных вод, россыпей и рудных месторождений. Описан морфометрический метод выявления новейших и современных движений земной коры. В конце книги приведены подробные выводы, обобщающие теоретические положения автора.

Илл. 25, табл. 1, библи.: 239 назв.

2—9—2

ПЗ-74

© Издательство Саратовского университета, 1975.

**Виктор Павлович Философов**

**ОСНОВЫ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА  
ПОИСКОВ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР**

Под редакцией профессора *А. В. Вострякова*

Редактор *И. А. Маврина*  
Технический редактор *Л. В. Агальцова*  
Корректор *Н. П. Чернева*

---

ИГ20410. Сдано в набор 5.IX.1974 г. Подписано к печати 8.VII.1975 г.  
Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1. Усл. печ. л. 13,48(14,5). Уч.-изд. л. 13,5.  
Тираж 1000 экз. Заказ 1408. Цена 1 руб.

---

Издательство Саратовского университета, Университетская, 42.  
Типография издательства «Коммунист», Волжская, 28.

## От редактора

На протяжении многих лет геологи и геоморфологи Саратовского университета, проводили комплексные геологические исследования в бассейнах рек Волги, Дона, Эмбы, Урала, Вилюя, где был собран большой фактический материал, свидетельствующий о ведущей роли тектоники в формировании рельефа. В. П. Философов, принимавший непосредственное участие в большинстве этих исследований, анализируя связь рельефа с геологическим строением, разработал морфометрический метод поисков тектонических структур. Метод очень прост, применение его не требует много времени и средств, он основан на анализе топографических карт и заключается в графическом разложении на составные части рельефа, изображенного на топокартах, и построении серии специальных карт, по которым выявляются тектонические структуры.

Для разработки теоретических основ метода в научно-исследовательском институте геологии Саратовского университета в 1958 году была организована специальная морфометрическая лаборатория, которая сразу же стала получать большое количество заказов от производственных организаций на выполнение морфометрических исследований. В Саратовский университет и непосредственно автору метода, В. П. Философову, стали поступать запросы от геологических организаций, отдельных геологов и геоморфологов о содержании метода, условиях его применения, приемах построения морфометрических карт. В целях удовлетворения такого рода просьб В. П. Философовым было составлено «Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур», опубликованное в 1960 году издательством Саратовского университета.

Применение метода в различных районах Советского Союза показало, что он с успехом может использоваться не только

при нефтегазопромысловых работах для выявления тектонических структур, но и при поисках россыпных месторождений, подземных вод и других полезных ископаемых. Для обобщения опыта применения морфометрического метода по инициативе кафедры общей геологии университета и отделом геоморфологии, неотектоники и антропогена Научно-исследовательского института геологии было проведено I-е Всесоюзное межведомственное совещание по морфометрическим методам поисков тектонических структур, состоявшееся в феврале 1961 года в г. Саратове.

В работе совещания приняли участие представители Академии наук, ее Сибирского отделения, Якутского и Башкирского филиалов, много научно-исследовательских институтов и производственных организаций. Совещание отметило, что морфометрический метод нашел широкое применение при геологических и геоморфологических исследованиях в разнообразных геологических условиях для решения различных геологических задач. В 1963 году материалы этого совещания были изданы Саратовским университетом в виде отдельного сборника под названием «Морфометрический метод при геологических исследованиях».

Необходимость дальнейшего развития морфометрического метода, разработки теоретических вопросов морфометрического метода анализа рельефа, обобщения результатов применения его в практике геологических и геоморфологических исследований при нефтегазопромысловых работах и поисках других полезных ископаемых, определения глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта, анализа неотектонических движений земной коры потребовала проведения II Всесоюзного межвузовского совещания. Оно состоялось также в Саратовском университете в ноябре 1965 года и явилось еще более представительным, чем первое. Совещание отметило, что для решения практических вопросов геологии наиболее широкое применение получили такие морфометрические приемы, как составление карт базисных поверхностей и остаточного рельефа, вершинных поверхностей и размыва разных порядков и производных от них карт разностных поверхностей. Опыт применения и разработка приемов морфометрического метода нашли отражение на страницах сборников «Морфометрический метод при геологических исследованиях» (1963 г.), «Вопросы морфометрии» (выпуск 2, 1967 г. и выпуск 3, 1971 г.), опубликованных издательством Саратовского университета.

Таким образом, со времени, когда морфометрический метод

был «обнародован», прошло десять лет. За этот период он получил признание у геологов и нашел широкое применение при изучении новейших движений и строения земной коры, выявления тектонических структур и осуществлении поисков связанных с ними полезных ископаемых. История развития геоморфологии не знает другого такого примера, когда бы за такой короткий отрезок времени какой-либо другой геоморфологический метод получил столь широкое признание и применение, подобно морфометрическому.

В публикуемой книге освещаются материалы, полученные как самим автором, так и многочисленными его последователями по применению морфометрического метода в самых разнообразных структурно-геологических условиях территории СССР.

Автор приводит новые материалы по дальнейшей разработке теории интерпретации морфометрических показателей в различных геолого-географических обстановках при решении теоретических и практических вопросов геологии. Читатель найдет в ней развитие идеи автора о связи высот рельефа с естественным гравитационным полем Земли, границ раздела плотностей горных пород с высотами базисных и вершинных поверхностей, а также с высотами остаточного рельефа различных порядков. Связь рельефа со строением и движением земной коры, по мнению автора, может быть установлена из анализа топографических карт, позволяющих определять глубины залегания плотностных структур, интенсивность и направление рельефообразующих процессов.

Автор книги, стремясь раскрыть суть теории метода, высказывает ряд интересных и смелых теоретических положений. Пока еще не все они являются бесспорными и убедительными, однако это не подрывает доверия к методу и не снижает исключительно хорошего впечатления, которое остается от прочтения книги.

Профессор *А. В. Востряков*

# Введение

---

## Задачи работы

В настоящее время господствующими методами поисков тектонических структур, благоприятных для месторождения ряда полезных ископаемых, являются структурно-геологическая и геофизическая съемки. Эти виды съемок дают возможность обнаруживать локальные антиклинальные складки в слабообнаженных или закрытых местностях. Но, к сожалению, указанные методы очень дороги и связаны с большой затратой времени и средств. Поэтому существует необходимость разработки более дешевых и ускоренных методов поисков тектонических структур.

При поисках месторождений многих полезных ископаемых важное, а в ряде случаев первостепенное, значение имеет анализ тектонических структур. Общеизвестна связь рудных месторождений с антиклинальными складками, разрывными нарушениями, структурными узлами и прочими дислокациями, наблюдаемыми в складчатых областях. Наиболее хорошо, благодаря трудам академика И. М. Губкина, разработана теория поисков газовых и нефтяных месторождений. Согласно этой теории (1940), поиски должны быть направлены прежде всего на выявление куполов, брахиантиклинальных складок или других положительных структур, расположенных в пределах платформенных синеклиз, а также предгорных и межгорных впадин.

Данные положения легли в основу разработанного автором морфометрического метода поисков тектонических структур, могущих оказаться благоприятными для месторождений нефти, газа, а также других полезных ископаемых, связанных с тектоническими движениями или структурами земной коры.

Морфометрический метод был разработан для платформенных равнин с хорошо развитой эрозионной и гидрографической сетью (В. П. Философов, 1959 а, 1959 б, 1960 а). Считалось, что

данный метод применим только в указанных условиях и непригоден для территорий со сложным геологическим и геоморфологическим строением. Следует указать, что в настоящее время морфометрический метод поисков тектонических структур с успехом применяется как на платформенных равнинах Европейской части СССР, так и в горах Кавказа, Средней Азии и Забайкалья, как в областях умеренного климата, так и в аридных провинциях, на территориях с хорошо развитой долинной сетью и в болотистых пространствах Полесья и Западной Сибири, а также в пустынях Узбекистана и Таджикистана. Он нашел широкое применение в областях многовековой мерзлоты в Якутии, в арктических районах нашей Родины и на территориях бывшего четвертичного оледенения. В настоящее время морфометрический метод широко применяется в ряде геологических организаций Советского Союза.

Данные морфометрии используются в основном при составлении проектов геофизических и геолого-поисковых работ. Структурное бурение, поставленное на основании данных морфометрии в Куйбышевской, Волгоградской, Оренбургской, Пермской и других областях, Татарской и Якутской АССР, Белорусской, Литовской и Узбекской ССР, подтверждает морфометрические прогнозы. В Ставропольском крае и Куйбышевской области глубокие скважины, пробуренные в пределах поднятий, выявленных морфометрическим методом, вскрыли месторождения нефти.

Задачей автора данной работы является разработка теоретических основ морфометрического метода и показ (на результатах его практического применения), что, несмотря на наличие трудностей, морфометрия располагает достаточными возможностями для решения некоторых поисково-разведочных задач. Следует широко и вместе с тем вдумчиво использовать эти возможности с привлечением геолого-геоморфометрических фактов, а также методов математической статистики и ЭВМ. Это создает уверенность в возможности существенного повышения эффективности морфометрического метода поисков тектонических структур, перспективных на выявление месторождений ряда полезных ископаемых.

### **Определение предмета структурной морфометрии**

Морфометрия является количественным методом исследования рельефа, представляя собой раздел геоморфологии, изучающий числовые характеристики форм земной поверхности.

В то же время морфометрия является частью картометрии, изучающей способы измерения линейных, площадных и объемных географических объектов, изображенных на картах. Морфометрия возникла на грани генетической геоморфологии, картографии и физической географии. Морфометрию, направленную на поиски тектонических структур и выявления вертикальных движений земной коры, следует называть структурной. Основы структурной морфометрии, с одной стороны, покоятся на данных физической географии, генетической геоморфологии, геотектоники и неотектоники, а с другой стороны — на горной геометрии, топографии, геодезии и правиметрии. По методам исследования структурная морфометрия ближе всего связана с картометрией и горной геометрией, а по интерпретации полученных результатов — с генетической геоморфологией, геотектоникой и неотектоникой.

Формы рельефа можно характеризовать линейными, площадными и объемными размерами, амплитудами высот (глубин), средними величинами высот (глубин), углами наклона и другими показателями. Имеют значение также отвлеченные показатели, представляющие отношение величин, например, расчлененность береговой линии, коэффициент извилистости тальвегов долин, плотность и частота гидрографической сети, коэффициент расчлененности рельефа и т. п. (В. П. Филосов, 1967 б). Морфометрические показатели могут быть выражены и в процентах, например озерность, западинность территории (А. М. Берлянт, 1966, 1967).

В предлагаемой работе упомянутые морфометрические приемы не описываются, так как они хорошо изложены рядом исследователей (Н. М. Волков, 1950; А. И. Спиридонов, 1952; А. Г. Исаченко, 1960), а основное внимание уделено структурной морфометрии, заключающейся в графическом разложении высот рельефа на базисные, остаточные, вершинные и эрозионные поверхности согласно порядкам долин и водораздельных линий, а также в производстве последующих математических действий с этими поверхностями согласно правилам горной геометрии (П. А. Рыжов, 1952, 1964). Геологическая интерпретация морфометрических карт позволяет выявлять связь между геоморфологическими и неотектоническими процессами, между формами поверхности и тектоническими структурами, между высотами рельефа, движениями и мощностью земной коры. На основании анализа морфометрических карт с использованием имеющихся геологических и геофизических материалов составляется схема тектоники и схема новейших движений

земной коры. Данные схемы позволяют намечать места, заслуживающие внимания для постановки поисково-разведочных работ, создавая условия для более рационального размещения сейсмических профилей или скважин, помогая при анализе результатов геологических и геофизических исследований.

### **Краткая история развития структурной морфометрии**

Морфометрический метод поисков тектонических структур по существу является лишь частью основного вопроса геоморфологии: о связи рельефа с тектоникой или точнее—о связи и взаимодействии экзогенных и эндогенных процессов в образовании структур земной коры и форм ее поверхности. Этот вопрос охватывает всю историю геоморфологии как науки. История развития геоморфологических идей написана К. К. Марковым (1948) и Н. И. Николаевым (1958), и поэтому мы не будем повторять содержание этих очень интересных книг.

Сводка морфометрических методов, в основном их математического обоснования, была выполнена Н. М. Волковым (1950). Интересующимся указанным вопросом следует обратиться к этой весьма полезной работе. К сожалению, генетическое геоморфологическое значение морфометрических показателей в ней почти не раскрыто. Помимо указанной книги, описание морфометрических методов приведено в работах А. А. Бобрин (1924, 1925), А. И. Спиридонова (1952), А. Г. Исаченко (1960) и других. Однако в этих работах морфометрические методы описаны формально и дана критика только количественной точности тех или иных приемов.

Для выявления движения земной коры С. С. Соболев (1936, 1938, 1948) впервые успешно применил морфометрический метод (основанный на изучении глубины врезания речных долин), заложив тем самым основы генетической структурной морфометрии.

Участие автора работы в геологических съемках Поволжья, средней части бассейна р. Дона и других территорий Советского Союза в 1946—1954 годах позволило установить определенную связь форм рельефа с тектоническими структурами. В этих исследованиях автор впервые широко применил морфометрический метод для изучения связи рельефа с тектоническими структурами. Разработка и дальнейшее развитие метода шло одновременно с развитием и углублением теоретических основ геоморфологии и других наук, изучающих поверхность и недра Земли. В первую очередь здесь следует отме-

тить следующие понятия, имеющие большое значение в морфометрическом анализе:

1. Понятие о возрастании порядка долин при переходе от неразветвленных элементарных потоков к главному потоку, изложенное впервые Р. Е. Хортоном (1948), а затем Б. П. Пановым (1948), В. П. Философовым (1959 а, 1960 а, 1967 а) и Н. А. Ржаницыным (1960).

2. Понятие о «базисной» поверхности, являющейся конечной поверхностью, нижняя часть которой совпадает с базисом эрозии, было дано Р. Е. Хортоном (1948) взамен термина «пенеплен». По его мнению, «окончательная базисная поверхность при идеальных условиях имеет форму сегмента параболоида, отсеченного плоскостью, непараллельной его оси. Поверхность параболоида осложнена ребрами, представляющими внутренние водоразделы бассейна» (стр. 151). Эти представления дали толчок для развития учения о порядках долин и базисных поверхностей, а впоследствии — о порядках водораздельных линий и вершинных поверхностях.

Большое значение для развития структурной морфометрии имела разработка П. К. Соболевским (1932) теории поля применительно к исследованию геохимических полей. Для изучения геохимического поля П. К. Соболевский привлек поле высот земной поверхности (гипсометрическое поле) и вывел из него основное понятие о «топографических поверхностях», получившие широкое применение в морфометрии.

Работа П. А. Рыжова (1952, 1964) дала толчок к применению математических действий с различными видами топографических (гипсометрических) поверхностей. В структурно-морфометрическом методе наибольшее развитие получило вычитание топографических поверхностей. Сложение, умножение и деление этих поверхностей постепенно осваиваются (В. П. Философов, 1967 в), другие же математические действия — возведение в степень, извлечение корня, дифференцирование, интегрирование — пока еще не нашли применения в структурно-морфометрическом анализе.

Многочисленные работы по новейшим и современным движениям земной коры способствовали применению морфометрического метода для выявления движений земной коры.

В результате указанных исследований и личных наблюдений автор (В. П. Философов, 1959 а, 1959 б, 1960 а, 1960 б) выявил определенную связь морфометрических данных с тектоническим строением, а также с новейшими и современными движениями земной коры.

Если в прошлом морфометрия в основном имела формальный характер (В. П. Чичагов, А. С. Девдариани, 1963) и ею занимались немногие ученые, то теперь положение коренным образом изменилось. Структурно-морфометрические исследования стали широко применяться в производственных и научно-исследовательских геологических и геофизических организациях как вспомогательные работы при проектировании и проведении полевых геолого-геоморфологических и поисково-разведочных работ.

Морфометрический метод поисков тектонических структур широко применяется в производственных и научно-исследовательских организациях СССР. Некоторые из этих работ кратко освещены в V и VI главах данной книги.

В настоящее время первоочередной задачей является дальнейшая разработка теоретических основ морфометрического метода, кратко рассматриваемых в первых двух главах работы.

## *Глава I*

### **Связь высот рельефа со структурами и движениями земной коры**

---

Поверхность твердой земной коры представляет собой сочетание неровностей различных размеров, совокупность которых и составляет рельеф. По внешнему виду рельеф прежде всего различается по высоте, а затем — по степени расчлененности. Анализ высот местности имеет большое значение в геологии, геоморфологии, географии и в ряде других наук о Земле. Необходимо иметь в виду, что вопрос о происхождении высот и их связи со строением и движениями земной коры является очень сложным и в данной работе лишь намечаются некоторые пути его решения.

#### **Исходная уровенная поверхность**

В геодезии, гравиметрии, а также в геологии, геоморфологии и в других науках о Земле за исходную уровенную поверхность принимают геоид Листинга, под которым понимается

поверхность, совпадающая со средним (невозмущенным) уровнем морей и океанов, значение потенциала силы тяжести  $W$  на которой постоянно. Такая поверхность носит название *уровневой поверхности*, ограничивающей воду (жидкость), находящуюся в состоянии равновесия; иногда ее называют *изопотенциальной поверхностью* (ввиду постоянства на ней геопотенциала).

Потенциал  $W$  силы тяжести Земли равен сумме потенциала  $V$  силы тяготения и потенциала  $Q$  центробежной силы:  $W = V + Q$ . Нормальный потенциал Земли равен

$$U = V^0 + Q^0, \quad (1)$$

где  $V^0$  — потенциал тяготения, образующийся нормальной массой земного эллипсоида,  $Q^0$  — потенциал центробежной силы, возникающий от вращения идеальной Земли. Возмущающий потенциал  $T$  равен разности  $W - U$ , или

$$T = (V - V^0) + (Q - Q^0). \quad (2)$$

Свойства  $T$  изменяются в зависимости от выбора нормального потенциала.

Следует иметь в виду, что угловая скорость вращения эллипсоида всегда берется равной угловой скорости вращения Земли. Разность центробежных потенциалов различается лишь в случае несовпадения вращения эллипсоида и Земли. Но обычно расстояние между осями вращения невелико и поэтому разность  $Q - Q^0$  можно считать равной нулю. Таким образом, возмущающий потенциал  $T$  является разностью реально существующего и нормального потенциала тяготения (В. В. Бровар, В. А. Магницкий, В. П. Шимбирев, 1961).

Производную от потенциала по длине перемещения (в направлении нормали к поверхности уровня) называют градиентом потенциала. Градиент потенциала силы тяжести рассматривается как вектор, направленный в сторону наибольшего возрастания потенциала. Напряженность гравитационного поля численно равна градиенту потенциала, но направлена в сторону, противоположную градиенту, т. е. в сторону убывания потенциала. О напряженности в различных точках гравитационного поля можно судить по степени обличенности уровнейных поверхностей, потенциалы которых отличаются на единицу. Размерность потенциала выражается произведением размерности вектора на размерность длины. «Если вектор есть сила, то размерность потенциала совпадает с размерностью энергии и работы  $[V] = \text{гсм}^2 \text{сек}^{-2}$ . Если же вектор — ускоре-

ние, то размерность потенциала будет  $см^2 сек^{-2}$ » (В. В. Бровар, В. А. Магницкий, Б. П. Шимберев, 1961, стр. 11).

Когда напряженность поля имеет во всех точках одно и то же направление и одинаковую величину, то такое поле называют однородным. Иначе говоря, однородным является такое поле, в котором градиент потенциала силы тяжести имеет одинаковое значение и направление. Указанное поле характерно только для участков спокойного, однородного геологического строения. Чем сложнее геологическое строение, тем неоднороднее напряженность гравитационного поля, а следовательно, и градиенты потенциала силы тяжести имеют различное значение и направление.

В поле силы тяжести Земли элементарная работа на единицу массы, или элементарное изменение потенциала  $d_w$ , будет определяться произведением ускорения силы тяжести  $g$  на элементарное перемещение по высоте  $dh_w$ .

$$d_w = g dh_w. \quad (3)$$

Указанное выражение по отношению к исходной точке отсчета высот получило в геодезии название геопотенциала.

Суммируя все отдельные элементарные изменения геопотенциала в согласии с равенством (3) вдоль какого-либо направления между крайними точками, получим в результате разность геопотенциалов в этих точках. Так, если начальная точка находится на уровне моря (на геоиде), откуда ведется счет высотам (обозначим ее через  $O$ ), а другая точка находится на физической поверхности на некоторой высоте (обозначим ее через  $B$ ), то разность геопотенциалов между точками  $O$  и  $B$  будет определяться по формуле

$$\Delta W = W_o - W_B = \int_{OB} g dh_w, \quad (4)$$

где  $W_o$  — значение потенциала силы тяжести на уровне моря, в точке  $O$ ;  $W_B$  — значение потенциала на уровне поверхности, проходящей через точку  $B$ ;  $g$  — сила тяжести, измеренная на физической поверхности по линии профиля;  $dh_w$  — элементарное превышение точки  $B$  над точкой  $O$ .

Из уравнения (4) следует, что данные нивелировки позволяют определить геопотенциал  $W_M$  в любой точке  $M$  физической поверхности Земли с той же точностью, с которой известна постоянная величина  $W_o$ , если предположить, что  $g$  и  $dh_w$  определены безошибочно.

$$W_M = W_o - \int_{(OM)} g dh_w. \quad (5)$$

Постоянная величина  $W_0$  точно неизвестна, так как она зависит от размеров и массы Земли, которые еще достоверно не установлены. Разность геопотенциалов в двух точках (а значит — и величина интеграла  $\int_{(OM)} gdh_w$ ) не зависит от пути интегрирования, т. е. от линии профиля, а зависит только от положения начальной и конечной точек. Если каждая из этих точек меняет свое положение, оставаясь, на одной и той же уровенной поверхности, то разность геопотенциалов в конечных точках не изменится.

«Вполне объективной характеристикой «высоты» репера является сам геопотенциал  $\int gdh$ . Именно геопотенциал, а не расстояние до воображаемой поверхности получается из измерений, объективно существует и имеет непосредственное значение для энергетических расчетов гидрографов, гидротехников, строителей» (В. В. Бровар, В. А. Магницкий, Б. П. Шимберев, 1961, стр. 84). К этому следует добавить, что процессы эрозии, денудации и аккумуляции зависят не от геометрической разности высот, а от разности геопотенциалов, в которую, как составная часть, входит и разность геометрических высот. Разность геопотенциалов имеет существенное значение для выявления тектонических структур по морфометрическим показателям.

По разностям геопотенциала и измеренным высотам вычисляют ортометрические, нормальные и динамические высоты (В. В. Бровар, В. А. Магницкий, Б. П. Шимберев, 1961).

Функция  $(x, y, z)$  является одозначной, т. е. в каждой точке поля имеет только одно значение. Из этого положения следует, что уровенные поверхности нигде не пересекаются и не касаются; они должны быть замкнутыми. Уровенные поверхности считаются параллельными, если расстояние по вертикали между каждыми двумя соседними поверхностями всюду остаются неизменными, или, другими словами, когда касательные плоскости в каждой из двух соответственных точках этих уровенных поверхностей параллельны. Однако, уровенные поверхности в пределах суши не параллельны, хотя и не пересекаются между собой. Форма уровенных поверхностей и их непараллельность вызваны сложным характером внутреннего строения Земли при условии определенной, неизменной скорости вращения планеты вокруг оси.

Если одна из уровенных поверхностей Земли, учитывающая все ее массы, имеет форму, близкую к эллипсоиду вращения, то внешние уровенные поверхности не могут быть параллель-

ны между собой. Если происходит нарушение правильного (идеального) строения Земли в каком-либо месте внутри нее (особенно вблизи ее поверхности), например, вследствие увеличения или уменьшения плотности масс (ввиду влияния различных физико-химических или механических процессов), то тогда геопотенциал изменяется по величине, а сила тяжести, кроме того, — и по направлению. В этом случае уровенная поверхность должна также изменить свою форму, иначе сила тяжести не была бы к ней перпендикулярна. Уровенные поверхности сближаются над тем местом, где происходит увеличение плотности, и удаляются там, где плотность горных пород уменьшается. Для других уровенных поверхностей, расположенных выше или ниже рассматриваемой поверхности, это смещение будет меньше или больше, поэтому изменяются также углы между уровенными поверхностями. Подобные нарушения имеют место повсюду, в силу чего уровенные поверхности Земли имеют сложную форму.

Непараллельность уровенных поверхностей вызывается двумя существенно различными причинами: 1) непараллельностью уровенных поверхностей нормального потенциала; 2) отклонением строения реальной Земли от идеальной Земли вследствие неравномерного распределения масс внутри Земли, особенно в тектоносфере.

Следует заметить, что сила тяжести на одной и той же уровенной поверхности не является постоянной. Величина силы тяжести определяется значением  $d_w/d_n$ , следовательно — степенью сближения уровенных поверхностей. Это означает также, что и измеренные высоты на одной и той же уровенной поверхности не являются постоянными. Известно, что сила тяжести на уровне моря на экваторе имеет наименьшее значение, а на полюсе — наибольшее. Расстояние между двумя изопотенциальными поверхностями на экваторе будет наибольшим и они будут сближаться по мере приближения к полюсам, в соответствии с уменьшением напряженности нормального гравитационного поля. Указанное изменение расстояния между уровенными поверхностями достигает 3 м при изменении высоты на 1 км. Кроме того, существуют аномальные изменения расстояния между поверхностями, вызываемые аномалиями силы тяжести. Это означает, что строение земной коры и верхней мантии на экваторе отличается от строения указанных частей Земли в средних широтах и на полюсах. На экваторе литосфера сложена менее плотными породами, чем на полюсах. Это

наглядно видно на профилях, составленных Р. М. Деменецкой (1961, 1967).

То же самое отмечается и в любом секторе тектоносферы, где наблюдаются сочетания положительных и отрицательных аномалий силы тяжести. На участках, имеющих положительные аномалии, расстояния между двумя урочными поверхностями будут меньше, чем на соседних площадях с отрицательными аномалиями силы тяжести. Поэтому, как правило, в районах с большими отрицательными аномалиями (при прочих равных условиях) высоты будут больше, чем на первых участках (на той же урочной поверхности). В условиях спокойного гравитационного поля высоты водоразделов и речных долин будут изменяться весьма незначительно. Напротив, при резких колебаниях высот можно предполагать более сложное строение гравитационного поля.

Известно, что сила тяжести в каждой точке урочной поверхности направлена по нормали к поверхности в данной точке. В направлениях, перпендикулярных к отвесной линии, слагающие силы тяжести равны нулю. Так как значение геопотенциала на всей поверхности урочной имеет одну и ту же величину, то при движении материальной точки по этой поверхности работа, затрачиваемая на преодоление силы тяжести, равна нулю. Материальная точка, расположенная на урочной поверхности и не подверженная действию других сил, кроме силы тяжести и реакции опоры, будет находиться в равновесии, т. е. не будет иметь стремления двигаться по этой поверхности. Поэтому вода на урочной поверхности без приложения силы не может двигаться, а находится в покое.

Вследствие этого на урочной поверхности отсутствует размыв, а следовательно — и перенос продуктов разрушения горных пород. Движение выветрелых масс по земной поверхности, происходящее в результате денудации и эрозии, возможно только с одной урочной поверхности на другую, нижележащую. Положение урочных поверхностей изменяется в результате движений земной коры, формирования тектонических структур и связанных с ними процессов денудации и аккумуляции.

Процессы денудации и эрозии, при прочих равных условиях, идут тем интенсивнее, чем больше градиент между урочными поверхностями. Наибольшие градиенты геопотенциалов наблюдаются на границах между поднимающимися и опускающимися участками земной коры. К этим границам и приурочен наибольший размыв суши агентами денудации. С этими

границами часто связаны наиболее глубоко врезанные долины с крутыми продольными профилями, которые постепенно вы-  
полаживаются в тектонических впадинах. Следует указать, что  
наибольшие градиенты геопотенциала обычно приурочены к  
дизъюнктивным нарушениям, но границы поднимающихся и  
опускающихся участков земной коры не всегда совпадают с  
линейными тектоническими структурами, и, следовательно, в  
этом случае долины отсутствуют.

Высоты суши и глубины океанов отсчитываются от уровня  
моря. Уровень моря изменяется в результате трансгрессий и  
регрессий, являющихся следствием сложных планетарных и  
космических процессов, рассмотрение которых не входит в за-  
дачу данной работы.

Высоты рельефа отражают вертикальные и латеральные  
движения тектоносферы с вычетом вертикальной составляю-  
щей процессов денудации и аккумуляции. Рельеф земной по-  
верхности отражает результаты алгебраического сложения де-  
нудационно-аккумулятивных процессов с разнопорядковыми и  
разнонаправленными движениями, имеющими различную ско-  
рость (Н. И. Николаев, 1949; В. П. Философов, 1964а).

78/1  
Землю можно считать саморегулирующейся автоматиче-  
ской системой. Поэтому изменение пространственного положен-  
ия какой-либо ее части (структуры) вызывает соответствующие  
изменения пространственного положения всех других  
структур, а также фигуры Земли в целом.

Структуры земной коры и рельеф ее поверхности возника-  
ли, развивались и изменялись, переходя из одного качествен-  
ного состояния в другое, в результате непрерывного взаимо-  
действия космических и планетарных, в том числе эндогенных  
и экзогенных процессов. К сожалению, общая теория проис-  
хождения и развития структур земной коры и форм рельефа  
до сих пор достаточно полно не разработана. Рельеф и земная  
кора развиваются необратимо, причем ритмические изменения  
идут на фоне неповторимых направленных изменений, кото-  
рые и характеризуют развитие. Неразрывность пространствен-  
но-временных изменений является важной закономерностью  
развития земной коры и ее поверхности.

### Сила тяжести, мощность земной коры и высоты рельефа

В процессе становления и развития Земли проявляется  
многообразие форм эндогенных и экзогенных процессов, при-  
водящих к изменению структуры земной коры и ее рельефа.

В результате тектонических движений поверхностные слои земной коры вступают во взаимодействие с атмосферой, гидросферой и криосферой, а подошва коры — с верхней мантией. Кроме того, по-видимому, имеет место и взаимодействие между собой горных пород, слагающих земную кору. Указанные виды взаимодействия происходят в гравитационном поле Земли и во многом контролируются и обуславливаются силой тяжести. Перемещения горных пород как внутри, так и на поверхности Земли, происходящие в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, протекающих в поле силы тяжести, создают тектонические структуры, а также формы рельефа, их абсолютные и относительные высоты (глубины).

Необходимо отметить, что наблюдаемые значения силы тяжести содержат в себе как нормальные значения силы тяжести на поверхности эллипсоида сравнения, так и аномальные значения. Гравитационные аномалии в основном обусловлены двумя причинами: 1) действием наружных топографических масс, возвышающихся над уровнем моря, и 2) действием аномальных масс, расположенных внутри Земли. Нормальное значение силы тяжести зависит от широты и от скорости вращения Земли вокруг оси.

Между высотами рельефа и силой тяжести наблюдается стохастическая (вероятностная) связь (Р. М. Деменецкая, 1961), обусловленная аномальным распределением масс внутри Земли, в первую очередь — в земной коре и в верхней мантии.

По мере увеличения высоты абсолютное значение силы тяжести убывает, а при понижении высоты — возрастает, но эти изменения, помимо пропорциональности, включают в себя и отклонения, обусловленные аномалиями. Поэтому между высотами и силой тяжести нет точного соответствия. Связь между высотами рельефа и силой тяжести, или, точнее, между гипсометрическим и гравитационным полями неоднородна и носит не функциональный, а корреляционный характер. Так, одной и той же высоте может соответствовать несколько значений силы тяжести в зависимости от широты местности, строения земной коры и верхней мантии, а также от других факторов. Поэтому закономерная связь между гипсометрическим и гравитационным полями может быть выявлена только методами математической статистики, путем изоляции влияния определенного фактора от действия других факторов и установления степени корреляции.

Строение и мощность земной коры, а также верхней ман-

тии в течение геологического времени изменяются. При этом меняется форма и распределение масс в Земле, а в результате этого — и величина гравитационного поля. Каждому геологическому периоду развития Земли соответствует свое гравитационное поле. Наблюдаемые в настоящее время гравитационные аномалии обуславливаются современным положением масс в земной коре и во всей толще Земли. Высоты рельефа зависят от естественного гравитационного поля Земли, отражая изостатическое состояние земной коры и антиизостатические движения, нарушающие изостазию.

В настоящее время можно считать, что рельеф земной поверхности возникает в результате взаимодействия энедогенных и экзогенных процессов, взаимосвязанных разностью геопотенциалов. Экзогенные процессы идут в естественном гравитационном поле Земли, и их интенсивность определяется не только солнечной энергией, но и энергией Земли. Интенсивность процессов эрозии определяется не столько гидроклиматическими условиями, сколько разностью геопотенциалов. Размыв зависит не только от уклонов (точнее — от величины градиентов гипсометрического поля), но и от градиентов естественного гравитационного поля, в совокупности создающих энергетическое поле, от величины градиентов которого (при условии равенства всех других геологических и физико-географических агентов) и зависит интенсивность денудационных и аккумулятивных процессов.

Рельеф земной поверхности можно рассматривать как систему, которая, согласно законам механики Ньютона, стремится к минимуму потенциальной энергии. Однако поднятия земной коры увеличивают потенциальную энергию рельефа (В. П. Философов, 1967 в). Потенциальную энергию рельефа создает равная ей по величине кинетическая энергия подъема земной коры. Чем больше потенциальная энергия рельефа, тем интенсивнее идет размыв и тем больше возникает деформаций в твердом теле Земли (Н. К. Мигаль, 1954).

Большая дифференциация и контрастность гравитационного поля отражает большое разнообразие строения земной коры, а также дифференцированность и контрастность ее новейших движений. Эта особенность гравитационного поля и новейших тектонических движений нашла свое отражение в контрастных высотах и формах рельефа. Изменение мощности и строения земной коры фиксируется на поверхности в новейших движениях и деформациях. Высоты местности возрастают (понижаются) примерно пропорционально увеличению (уменьшению)

мощности земной коры. Следует указать, что между высотами рельефа и мощностью земной коры наблюдается не функциональная, а стохастическая связь. В настоящее время выявлены значительные изменения мощности коры, не находящие соответствующего отражения в высотах рельефа. (Г. З. Гуарий, И. А. Соловьева, 1963; Р. М. Деменецкая, 1967; Н. А. Беляевский, 1969).

При увеличении мощности земной коры ее строение усложняется, возникают отрицательные аномалии Буге, высоты рельефа возрастают. При уменьшении мощности земной коры возникают положительные аномалии Буге, высоты рельефа снижаются и постепенно выравниваются. Ведущим процессом развития земной коры и ее рельефа является обмен вещества и энергии земной коры с мантией и воздействием солнечной энергии на земную кору. Граница между осадочным, «гранитным» и «базальтовым» слоями земной коры и поверхностью Мохоровича является динамической, подвижной и отлична по своим свойствам в пределах историко-генетических типов земной коры.

Некоторое несоответствие между высотами рельефа, естественным гравитационным полем и мощностью земной коры, наблюдаемое в различных местах, можно объяснить следующей гипотезой.

Изменение плотности горных пород, имеющее место на разных глубинах тектоносферы, находит отражение в объеме горных пород. Но в то время как уменьшение или увеличение плотности передается на поверхность со скоростью света и приводит к соответствующему изменению гравитационного поля (А. И. Жуков, 1961), изменение объема передается на поверхность с некоторым запозданием, которое зависит от глубины протекающих в недрах Земли процессов. Изменение плотности и объема горных пород обычно происходит на границе осадочных пород и «гранитного» слоя, на границе последнего с «базальтовым» слоем и на границе коры и верхней мантии, а также в пределах астеносферы и тектоносферы в целом, вызывая нарушение изостатического равновесия и тектонические движения. Однако эти движения, зарождаясь на различных глубинах, не одновременно передаются на земную поверхность. Чем глубже лежит источник движений и чем сложнее строение тектоносферы, тем медленнее и противоречивее на поверхности проявляются вертикальные движения. Указанные движения во взаимодействии с экзогенными процессами приводят к образованию различного рода складок, разрывных нарушений и

прочих дислокаций (Ю. А. Косыгин, 1958). Изменение высот рельефа наступает после образования глубинных тектонических структур с некоторым отставанием во времени от создавших их тектонических движений. Изменение строения, плотности и мощности земной коры является причиной, а изменение высот рельефа — следствием. Единый процесс изменения плотности и объема, происходящий на разных глубинах тектоносферы, раздваивается и на поверхность передается неодновременно. Здесь проявляется известный постулат причинности — следствие всегда наступает после причины, отстает во времени от причины. Изменение высот рельефа, вызванное тектоническими движениями, отделено промежутком времени той или иной продолжительности от изменения мощности земной коры, изостатических аномалий, а также аномалий Фая и Буге. Ввиду этого не наблюдается полного соответствия между мощностью земной коры и высотами рельефа, а также между гравитационным и гипсометрическим полями. Изменение высот рельефа отстает во времени от изменения структур и плотностей пород, слагающих тектоносферу. Это отставание, по-видимому, вызвано как трением, возникающим при движении масс внутри земной коры и на ее поверхности (В. П. Филосовов и др., 1965), так и сопротивлением горных пород вертикальным и латеральным перемещениям.

По-видимому, эта передача движений снизу вверх, а также сверху вниз сопровождается перестройкой в расположении зерен горных пород, кристаллизацией и перекристаллизацией, скольжением по плоскостям спайности и сланцеватости, уплотнением, разуплотнением, диагенезом, метаморфизмом, вертикальными и частично латеральными перемещениями блоков земной коры, глубинным возникновением складок, разломов, линейментов, авлакогенов, сдвигов, надвигов и других дислокаций. При этом часть энергии поднятия переходит в тепловую энергию.

Изменение объема, как результат уменьшения или увеличения плотности земной коры и возрастания или уменьшения ее мощности приводит к возникновению значительных внутрипластовых напряжений, а трансформация всестороннего расширения в направленное вверх линейное вызывает сложную пластическую деформацию типа внутрипластового течения вещества, рассланцевания и разгнейсование пород. Указанные процессы возникают вначале в астеносфере и постепенно по-слойно передаются вверх. По-видимому, в каждом слое изменение объема протекает с различной интенсивностью и скоро-

стью ввиду неоднородности тектоносферы. Следует указать, что изменение температуры, давления, плотности и объема происходит не синхронно, а с различной скоростью и разновремененно, ввиду чего геоизотермы, геоизобары и геопотенциалы не представляют собой параллельных сферических поверхностей, а, переплетаясь, создают сложную напряженную систему.

Восходящие тектонические движения, возникающие на глубине, постепенно ослабевают вследствие уменьшения напряжения и даже затухают ввиду наличия процессов релаксации. При нисходящих тектонических движениях высоты рельефа несколько отстают от процесса сжатия и уменьшения объема горных пород (вещества), слагающих тектоносферу, являясь завышенными относительно мощности коры и напряженности гравитационного поля.

Уменьшение плотности, сопровождаемое соответствующим увеличением объема горных пород, приводит вначале к образованию «корня» земной коры, внедряющегося в мантию, а затем постепенно к формированию в складчатых областях горных хребтов, а в платформенных областях — к возникновению возвышенностей. Увеличение плотности и соответственно уменьшение объема горных пород и перемещение границы Мохоровичича вверх по разрезу земной коры вызывает рассасывание «корней» гор в складчатых областях и возвышенностей на платформах. В результате указанного процесса на поверхности Земли постепенно ликвидируются горы и возвышенности, но могут возникать впадины, заполняющиеся осадками, и пенеплены.

Уменьшение и увеличение плотности вещества идет неравномерно с различной скоростью и охватывает большие толщи тектоносферы. Происходящие при этом изменения объемов передаются на земную поверхность в ослабленном виде и с некоторым запозданием. Уменьшение плотности и увеличение объема горных пород приводит к дифференциации вещества земной коры и, по-видимому, верхней мантии, а также к резко расчлененному высокому рельефу. Увеличение плотности и уменьшение объема ведет к интеграции, осреднению физических свойств земной коры и к выравниванию, пенепленизации рельефа (В. П. Философов, 1964 а).

При увеличении объема горных пород, мощности коры и возникновении отрицательных аномалий Буге высоты рельефа хотя и возрастают, но не сразу достигают соответствия с изостазией. При уменьшении объема горных пород, уменьшении

мощности земной коры, увеличении плотности тектоносферы, возникновении положительных аномалий Буге высоты рельефа постепенно понижаются, но не сразу приходят в соответствие с изостазией. Отставание высот рельефа от изменения напряженности гравитационного поля и строения земной коры в течение времени не усиливается, а лишь колеблется, то увеличиваясь, то уменьшаясь, стремясь к динамическому равновесию. Если бы этот процесс был направленным, то отставание высот рельефа от изменения мощности земной коры и напряжения гравитационного поля достигло бы такой величины, что между ними была бы потеряна всякая связь. Изменение объема, охватывающего всю толщу тектоносферы, создает значительные напряжения, которые разрешаются вдоль границ поднимающихся и опускающихся с различной скоростью блоков, что сопровождается иногда землетрясениями. Такие блоки отличаются различной скоростью прохождения сейсмических волн, толщиной коры и различными соотношениями осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев, а также высотами рельефа.

Современные высоты местности в основном стали формироваться, начиная с неогена, а на некоторых территориях — с начала мезозоя и даже раньше (И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков, 1964). По-видимому, с этого же времени началось изменение прошлого гравитационного поля, а также строения и мощности земной коры. Зная возраст и этапы развития рельефа горно-складчатых, равнинно-складчатых (щитов), равнинно-платформенных и плато-платформенных областей, можно с достаточной долей уверенности предположить время перестройки гравитационного поля, а также земной коры и изменения ее мощности. Учитывая высказанную гипотезу об отставании изменения высот рельефа от изменения естественного гравитационного поля и мощности земной коры, можно считать, что разность геопотенциала  $\int gdh$  внутренне противоречива. Сила тяжести  $g$  отражает современное состояние естественного гравитационного поля, а приращение высот  $dh$  — геологическое прошлое. Отставание в формировании высот рельефа проявляется в пространстве и во времени неравномерно, возрастая в областях сложных тектонических структур и уменьшаясь — в спокойных. Противоречивое единство геопотенциала является одним из источников непрерывного изменения высот рельефа и гравитационного поля Земли.

Точное, поэтапное определение времени формирования высот рельефа, установление геологического возраста его форм

приобретает в настоящее время большое значение при изучении строения и изменения мощности земной коры. Анализ порядков долин и водораздельных линий (В. П. Философов, 1967 а) может оказать в этом вопросе существенную помощь.

## Глава II

### Связь долинной сети с тектоникой

---

#### Задачи исследования

В морфометрическом методе большое значение имеет исследование долин, так как последние служат основой для построения карт базисных поверхностей различного порядка. Для этого метода важен точный учет порядков долин, их происхождения, длины, глубины врезания, формы продольных и поперечных профилей долин, гидрографических и водораздельных узлов, долинных и водораздельных систем, а также выяснение ряда других вопросов, связанных с происхождением и развитием долин и долинных систем.

Долины — наиболее широко распространенные на поверхности суши формы эрозионного рельефа. Основные воды — речные. Развитие рек зависит от гидроклиматических и геологических причин. Гидроклиматические условия определяют количество воды, стекающей с земной поверхности, а направление стока, т. е. направление речных долин, зависит в основном от геологических причин, среди которых на первое место выступают тектонические. Продольные уклоны долин определяются разностью геопотенциалов. Долинная сеть тесно связана со структурами и движениями земной коры. К сожалению, эта связь еще не достаточно четко установлена. Изучать речные долины и их системы нельзя без учета строения и движений земной коры и физико-географических процессов, протекающих на поверхности Земли.

Ниже разбираются некоторые вопросы строения и происхождения долин, имеющие большое значение в морфометрическом анализе связи рельефа со структурами и движениями земной коры.

## Порядки долин и водораздельных линий

В настоящее время существует несколько классификаций притоков рек и их порядков в пределах речных систем. В наиболее распространенной до последнего времени классификации (И. С. Шукин, 1934, 1960; А. В. Огневский, 1941; М. А. Великанов, 1948; В. А. Троицкий, 1948; Б. А. Аполлов, 1952; Н. И. Маккавеев, 1955) различают главную реку и ее притоки. По этой классификации реки, впадающие непосредственно в главную реку системы, носят название притоков 1-го порядка (по отношению к этой реке). В приток 1-го порядка впадают реки, которые называются притоками 2-го порядка и т. д. При такой классификации один и тот же порядок могут иметь как незначительные притоки реки, так и самые крупные.

Иной характер носят классификации притоков, представленные Р. Е. Хортоном (1948), Б. П. Пановым (1948), Н. А. Ржаницыным (1960) и В. П. Философовым (1959а, 1960а, 1967а). Критический разбор существующих классификаций порядков долин дан В. П. Философовым (1967а).

Ниже кратко описана дихотомическая классификация долин (потоков), предложенная В. П. Философовым и получившая распространение при морфометрических исследованиях.

По этой классификации за поток 1-го порядка принимается элементарная долина, в которую не впадает ни одна долина. При слиянии двух долин 1-го порядка образуется долина 2-го порядка, в которую могут впадать долины 1-го порядка, однако, не повышая ее порядка. Слияние двух долин 2-го порядка дает долину 3-го порядка, в которую впадают долины 1-го и 2-го порядков. Долина 4-го порядка образуется при слиянии двух долин 3-го порядка и т. д. В эту долину впадают долины 1, 2, 3-го порядков и т. д. (рис. 1).

Долинами 1-го порядка в равнинных странах являются промоины, пересекающие склоны и ложбины стока, возникающие на водораздельных пространствах. Ложбины стока переходят в овраги или балки, а последние — в реки. В условиях умеренного климата речные долины с постоянным стоком воды обычно имеют 3-й или 4-й порядок. В долинах 1-го, 2-го, а иногда и 3-го порядков протекают лишь временные ручьи. Следует иметь в виду, что после слияния однопорядковых долин масса потока примерно удваивается, постепенно возрастая вниз по течению за счет бокового притока и потоков меньших порядков.

Однопорядковые долины (реки) при одинаковых физико-

географических и геологических условиях, обычно имеют близкие по величине длины, площади бассейнов, расходы и скорости потока, в виду чего они

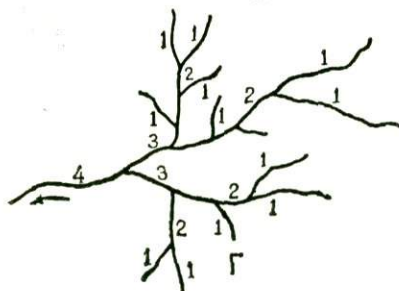
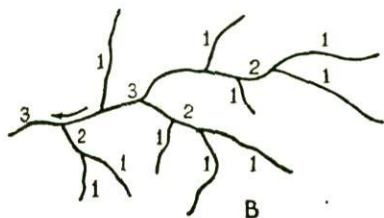
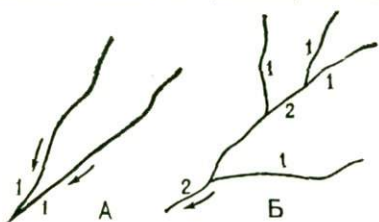


Рис. 1. Схема порядков долин и долинных систем:

А — 1-го порядка; Б — 2-го порядка;  
В — 3-го порядка; Г — 4-го порядка

дельных линий можно назвать дихотомической. Порядок водораздельных линий увеличивается от устья долины к ее верховьям, т. е. в противоположном направлении роста порядков долин. В то время, как в пределах одного континента расположено несколько самостоятельных речных систем различных порядков, водораздельные линии образуют одну широко разветвленную, сложную систему, разделяющую бассейны всех долин, начиная с 1-го порядка, а также бессточные области и участки независимо от их размеров.

примерно с одинаковой эрозионной силой воздействуют на рельеф и одинаково реагируют на тектонические структуры соответствующего порядка. Реки разных порядков реагируют на структуры примерно одного и того же размера и тектонической активности неодинаково.

Порядок водораздельных линий устанавливается аналогично определению порядков долин. Водоразделом 1-го порядка называется элементарный водораздел, разграничивающий сток двух сливающихся или впадающих долин. Две водораздельные линии, сочленяясь, дают начало водораздельной линии 2-го порядка. Водораздельные линии 3-го порядка возникают от сочленения двух водораздельных линий 2-го порядка и т. д. подобно тому, как это описано при определении порядков долин.

Данную систему определения порядков водораз-

Следует отметить, что определенные указанным выше способом порядки водораздельных линий не соответствуют порядкам долин, бассейны которых они оконтуривают. Это наглядно видно на прилагаемом рисунке (рис. 2). Порядки водораздельных линий, как правило, или выше, или ниже порядка разграничивающих их долин. Это обстоятельство вызывает некоторые затруднения при сопоставлении карт вершинных поверхностей с картами базисных поверхностей.

Указанным способом можно определять порядки лишь водоразделов, разделяющих сток между реками, полностью входящих в район исследования. Порядок главных водоразделов, разделяющих сток в разных системах, а также сборных водоразделов, оконтуривающих бассейн речной системы высокого порядка, можно определить лишь при условии выхода за пределы района исследования.

Можно предложить также и другой способ определения порядка водораздельных линий в зависимости от порядка долин, между которыми данный водораздел разграничивает сток. По этому способу в случае однопорядковых долин водораздельной линии присваивается порядок долин. В случае впадения долины младшего порядка в долину более старшего порядка водораздельной линии присваивается порядок младшей долины (рис. 3). Данный способ определения порядков водораздельных линий следует называть «зависимый». Различия между двумя способами сказываются лишь на величине низших порядков водораздельных линий. Водоразделы высших порядков, определенные различными способами, имеют одни и те же порядки.

Следует провести специальное исследование по методу определения порядков водораздельных линий и долин для различных целей морфометрического и геоморфологического анализа.

Необходимо отметить, что водораздельные линии возникают одновременно с долинами, сток в которой они разграничивают. Это наглядно видно в случае долин низших порядков. По мере возрастания порядков долин и усложнения рисунка речных систем связь водораздельных линий с одновозрастными с ними долинами усложняется, а иногда и пропадает. Водоразделы являются более устойчивыми формами рельефа, чем долины. Последние при нисходящих тектонических движениях заполняются осадками и становятся погребенными, в то время как значительно более высокие водоразделы сохраняются в поверхностном рельефе, разграничивая сток воды между более

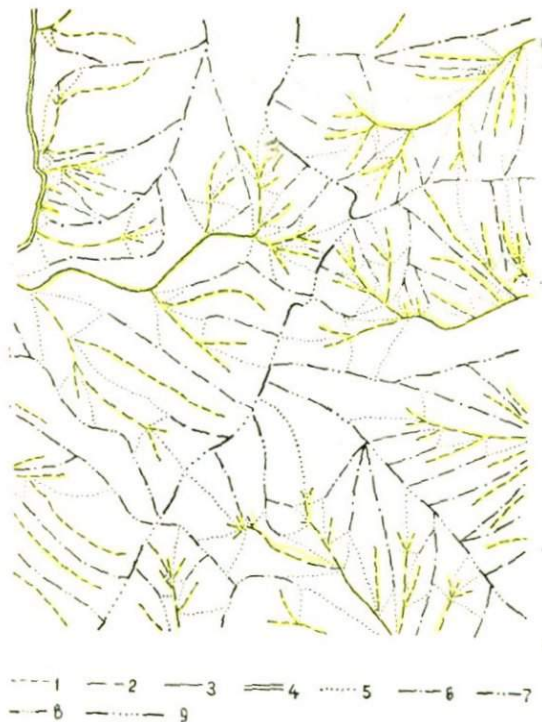


Рис. 2. Схема порядков водораздельных линий, определенных по дихотомической системе. Долины: 1 — 1-го порядка; 2 — 2-го порядка; 3 — 3-го порядка; 4 — 4-го порядка. Водораздельные линии: 5 — 1-го порядка; 6 — 2-го порядка; 7 — 3-го порядка; 8 — 4-го порядка; 9 — 5-го порядка



Рис. 3. Схема порядков водораздельных линий, по зависимой системе: Долины: 1 — 1-го порядка; 2 — 2-го порядка; 3 — 3-го порядка; 4 — 4-го порядка. Водораздельные линии: 5 — 2-го порядка; 6 — 3-го и более высоких порядков

молодыми долинами. Вопрос о связи возраста долин с возрастом водоразделов требует специального рассмотрения.

Опыт работы морфометрической лаборатории НИИГеологии Саратовского университета показывает, что лучше пользоваться вторым (зависимым) способом определения порядка водораздельных линий.

### К вопросу о происхождении долин

Выяснение причин происхождения и развития долин имеет существенное значение для обоснования морфометрического метода поисков тектонических структур.

Многие ученые связывали происхождение долин с тектоническими опусканиями и колебаниями земной коры, а также с разломами и трещинами, возникающими при этих процессах (Эйхвальд, Куторга, Бэр, Г. П. Гельмерсен, Н. А. Головкинский, И. Ф. Леваковский). Критический обзор взглядов ученых первой половины XIX века на происхождение долин изложен в работах И. Ф. Леваковского (1869) и В. В. Докучаева (1949).

После работ Ч. Ляйэля (1866), В. В. Докучаева (1949), В. М. Дэвиса (1962), а также других ученых, показавших на большом количестве фактов, что долины возникают в результате деятельности проточных вод, в геолого-географических науках получила господство теория эрозионно-аккумулятивного происхождения долин (Н. И. Маккавеев, 1955). Но эта теория, более или менее удовлетворительно объясняя происхождение промоин, оврагов, балок и малых рек, не объясняет способ возникновения больших речных долин, образования речных систем, а также причины заложения долин по определенным направлениям, обычно хорошо согласованным с тектоническими структурами.

Несмотря на то что отдельными учеными были высказаны предположения о связи направлений речных долин с тектоническими трещинами, разрывными дислокациями и синклиналильными прогибами, в науку о Земле прочно вошло представление о том, что речные долины созданы исключительно деятельностью самих рек.

В современных учебных руководствах по общей геологии, физической географии, гидрологии суши, геоморфологии, за редким исключением (Н. В. Башенина, 1967), отражена эрозионно-аккумулятивная теория происхождения речных долин и ничего (или почти ничего) не сказано о связи долин с тектоническими трещинами и другими видами линейных тектони-

ческих нарушений. Обычно развитие долин и их водность связывают с климатом и его изменениями.

Конечно, изменение силы деятельности водного потока оказывает большое влияние на характер и интенсивность эрозии, на строение долин. Изменение водности потока может произойти в результате климатических колебаний, смены сухих эпох влажными, оледенений — межледниковыми эпохами, а также под влиянием других физико-географических процессов. Но, как правило, пишет С. С. Соболев (1948), если бы «речные долины равнин Европейской части СССР сформировались лишь вследствие изменения силы деятельности (многоводности) речных потоков, то речные долины имели бы везде, примерно, одинаковую глубину, в долинах были бы немногочисленные террасы, в общем, параллельные друг другу и межени рек. Количество террас в разновозрастных долинах было бы одинаково, а высоты разновозрастных террас были бы сходны. Однако, в природе мы этого не наблюдаем» (стр. 192).

Работы В. В. Докучаева и других ученых, отводившие основную роль в формировании речных долин экзогенным факторам, имели, несомненно, прогрессивное значение. Однако в дальнейшем (благодаря этим работам) было предано забвению то рациональное зерно, которое лежало в основе предшествующих представлений. Но даже после того, как появилась и стала развиваться теория эрозионного происхождения речных долин, многие русские и зарубежные исследователи признавали за трещинами ведущее значение при образовании речных долин.

Часть исследователей считает, что заложение речной сети предопределяется первичными наклонами местности, ложбинами и другими понижениями различного происхождения, возникшими или в результате деятельности материкового льда во время четвертичного оледенения, или представляющие собой участки древних долин, озер, морских заливов и прочее. Особенно четко проводит эту мысль Н. И. Маккавеев (1955).

К. И. Геренчук (1960), рассмотрев большой фактический материал по геологии и геоморфологии речных долин Русской равнины, пришел к выводу, что тектонические структуры (синклинали, сбросы, сдвиги, флексуры, преобладающее направление трещиноватости) «являются необходимым условием заложения речных долин» (стр. 170).

П. С. Воронов, Ю. Н. Кулаков (1958) пишут, что исследования «последних лет, произведенные при наличии точной картографической основы, позволяют утверждать, что во многих

случаях конфигурация гидросети даже на аккумулятивных равнинах в значительной степени контролируется деятельностью эндогенных сил. Тем более очевидна эта связь в горных областях, лишенных заметного покрова рыхлых осадков, где непосредственными наблюдениями во многих случаях устанавливается приуроченность речных долин к зонам разломов, трещинам растяжения, неотектоническим ложбинам и т. д.» (стр. 47—48).

Б. А. Апродов (1952, 1964) указывает на подчинение рек и оврагов направлению трещин. По его мнению, это явление прослеживается в равной степени хорошо как для области распространения метаморфических пород, так и для дислоцированного палеозоя западного склона Урала и для спокойно залегающих толщ платформенной западной части Пермской области.

В районах, осложненных изверженными, метаморфическими или плотными осадочными породами, тектоническая трещиноватость достаточно хорошо выражена. При этом эрозионные процессы обычно развиваются избирательно по этим трещинам, как наиболее ослабленным, легко размываемым участкам горных пород. К ним можно отнести зоны тектонического дробления, кливажа, милонитизации, трещины растяжения и т. п. Речные долины малых порядков, а также различного вида суходолы, в том числе и овраги, обычно бывают приурочены к зонам наиболее интенсивной трещиноватости. При этом водораздельные пространства относятся к участкам, где породы меньше подвергались раздроблению.

Следует иметь в виду, что разрывные нарушения имеют прямые, ломаные, извилистые, дугообразные, полукольцевые и кольцевые формы, образующие различные системы и сочетания систем, являющиеся неотъемлемой чертой любой регматической структуры. Выделяют последовательные, кулисные, параллельные, концентрические, радиальные, ортогональные и диагональные системы (ассоциации) и сочетания систем (ассоциаций) тектонических разрывов (Г. В. Чарушин\*). Гидрографическая и водораздельная сеть в той или иной степени отражает системы разрывов, причем чем выше порядок долин и водораздельных линий, тем к более глубоким разрывным нарушениям они приурочены.

В. В. Белоусов, М. В. Гзовский (1964) установили, что различные по морфологии структуры характеризуются определен-

---

\* Доклад на 2-м межвузовском совещании по морфометрическим методам поисков тектонических структур (Саратов, 1965 г.).

ными системами трещиноватости. Так, на изометричных поднятиях наблюдается радиальная система трещин. Брахиантиклинали имеют продольную трещиноватость, осложненную поперечными нарушениями. У складок поперечного изгиба больше всего подвержен нарушению свод и крутые крылья.

Известно, что выветривание наиболее глубоко проникает по тектоническим трещинам, разрыхляя, размельчая и видоизменяя твердые горные породы. Причина этого, по-видимому, заключается в селективности процессов выветривания. При этом особенно важным фактором селективности выветривания является, согласно взглядам В. Пенка (1924, 1961), внутренняя поверхность пород, т. е. совокупность поверхностей трещин и пор. Основная работа выветривания сосредотачивается в зонах дизъюнктивных нарушений. Подготовленный к переносу материал удаляется ветром, водой или другими транспортирующими агентами, и возникшая первичная отрицательная форма рельефа получает толчок к дальнейшему развитию.

Трещины служат первичным каналом для выноса материала в растворенном или взвешенном состоянии. По трещинам циркулируют довольно обильные восходящие и нисходящие подземные воды. Взаимодействие подземных вод и выветривания приводит к заложению первоначального понижения поверхности, которое и предопределяет возникновение соответствующего направления стока поверхностных вод, а также растворенного и твердого стока. Вследствие выветривания плотные горные породы распадаются вдоль трещин на отдельные, что еще более расширяет зону трещиноватости и обуславливает взаимодействие подземных и поверхностных вод. Это обстоятельство облегчает эрозию и способствует возникновению и развитию долин по тектоническим линейным нарушениям (М. А. Усов, 1940).

На основании изложенного можно считать, что зоны трещиноватости, сбросы и разломы предопределяют направление долин, но формирование самих долин происходит согласно законам речной эрозии и аккумуляции. Долины закладываются по трещинам, но далеко не все трещины, сбросы, разломы и другие виды линейных тектонических нарушений дают начало долинам. Чтобы по трещине заложилась долина, требуются определенные физико-географические и геолого-геофизические условия. Эти условия заключаются в следующем.

Долины возникают только по тем линейным разрывным нарушениям, по которым происходят подвижки и которые совпадают с векторами градиентов геопотенциалов. Вода всегда те-

чет по направлению к большему значению силы тяжести, а поэтому и уклоны долины направлены в ту же сторону. По трещинам возникают обычно долины младших порядков. Наиболее благоприятными для образования долин являются зоны трещиноватости, расположенные жулисообразно. По одиночным трещинам долины обычно не возникают. Долины старших порядков расположены, как правило, в тектонических впадинах, или на границе впадин и поднятий, или приурочены к тектоническим ослабленным зонам, или к разломам.

На выраженность в рельефе дизъюнктивных нарушений большое влияние оказывает степень их активности в новейший тектонический этап, что отмечают В. Е. Хаин и М. Г. Ломидзе (1959). Согласно их данным, реки используют только те разломы, по которым происходят подвижки в неоген-четвертичное время. На то же обстоятельство указывает и Ф. Б. Кинг (1961), отмечая, что «непосредственное влияние на рельеф более древних сбросов уже давно сглажено эрозией; оно постепенно нарастает для более молодых сбросов» (стр. 256). А. П. Рождественский (1957) на основании анализа асимметрии склонов речных долин северо-западной части Башкирии, пришел к мысли, «что долины, по крайней мере наиболее крупных рек, закладываются на наиболее мобильных в тектоническом отношении участках земной коры» (стр. 15). По активным тектоническим трещинам наблюдается постоянная циркуляция подземных вод, что способствует возникновению долин. Прогибающиеся синклиналильные структуры создают условия для скапливания подземных и поверхностных вод.

Долины низших порядков чаще всего приурочены к трещинам отрыва. Долины средних порядков с хорошо развитой высотной асимметрией склонов в основном используют сбросы и сдвиги, а также флексуры. По разломам типа взбросов, надвигов и их сочетаний долины закладываются редко. Трещины скалывания, взбросы и надвиги обычно бывают закрытыми и гидрогеологическое значение имеют в исключительных случаях. Закрытые, выполненные дайками, жилами и другими твердыми заполнителями, трещины редко используются речными долинами. Долины чаще всего приурочены к «зияющим» трещинам, служащим каналами для подземных вод и представляющим эффективные пути для их формирования. Зоны трещиноватости, расположенные перпендикулярно топографическому наклону, наиболее благоприятны для возникновения долин низших порядков.

Реки возникают только там, где происходит естественная

разгрузка подземных вод и где есть линейно вытянутые понижения в рельефе (К. И. Геренчук, 1960). Наиболее благоприятными условиями для заложения рек являются синклинальные прогибы, выраженные в рельефе корытообразными понижениями. Очень часто современная речная сеть наследует более древнюю, что, очевидно, связано с установлением режима подземных вод в соответствии с тектоническими структурами. В этих условиях реки получают устойчивое подземное и поверхностное питание.

При обращенном рельефе, когда речная долина заложена по своду антиклинальной складки, подземное питание, за редким исключением, не наблюдается. При пересечении по длинной оси антиклинальных складок реки часто сами питают подземные воды, ввиду чего наблюдается значительное уменьшение расходов воды в них.

Как поверхностные, так и подземные воды вызывают денудацию различной интенсивности, понижая высоты земной поверхности, расширяя и углубляя долины. В местах интенсивной разгрузки подземных вод в долинах рек подземная денудация вызывает оседание вышележащих толщ, оказывая некоторое влияние на формы тектонических структур.

Между поверхностными и подземными водами, тектоническими структурами и речными долинами существует тесная взаимосвязь и взаимодействие. Изложенное подтверждает большую значимость понятия «гидрогеологическая структура» (Н. К. Игнатович, 1947), которая представляет «комплекс форм рельефа и геологического строения, характеризующийся определенным режимом подземных вод». Различная интенсивность подземной денудации приводит к выщелачиванию горных пород, увеличению пористости, кавернозности известняков и других растворимых пород, что сказывается на уменьшении плотности пород, в порах которых циркулируют подземные воды.

В пределах горно-складчатых областей и пенепленов долины возникают: 1) по осям синклиналей, 2) по зонам глубинных разломов, 3) по межблоковым зонам опусканий с мозаичной разблокировкой, 4) по зонам сбросов и трещин растяжения на сводовых поднятиях, 5) по внутриблоковым выжимным зонам кливажа и сланцеватости, 6) по многопорядковым, взаимоотношающимся системам трещин с плоскостями сдвигового характера. На развитие долин большое влияние оказывают интенсивность складко- и горообразовательных процессов, степень раздробленности, трещиноватости, милонитизации по

зонам разломов и сдвигов, а также скорость блоковых перемещений (А. А. Варушин, 1963). Долины высших порядков в горно-складчатых и равнинно-складчатых (пенепленизированных) странах обычно приурочены к межгорным и предгорным впадинам, продольным синклинальным складкам, к региональным новейшим разломам. Притоки этих долин осваивают диагональные трещины. Долины, имеющие еще более малые порядки, обычно развиваются по поперечным трещинам разрыва. По дайкам и жилам гидрографическая сеть, как правило, не развивается. В районах, имеющих густую сеть трещин, речные долины также обычно не возникают вследствие поглощения поверхностных вод. Здесь возникают лишь промоины, ложбины стока и балки.

И. Д. Гофштейн (1964) пишет, что, изучая происхождение той или иной реки и речной системы Карпат, следует учитывать «время и степень проявления последней фазы складчатости, колебательные движения регионального и локального характера, развитие горных и предгорных поверхностей выравнивания» (стр. 130). Эти указания следует учитывать также и при изучении речной сети других горно-складчатых стран.

Долины равнинно-складчатых (пенепленизированных) областей унаследованы от горно-складчатых зон, а долины платформенных равнин в той или иной степени сохраняют черты, свойственные долинам пенепленов, представленных на платформах погребенным кристаллическим фундаментом.

Наиболее наглядно связь долин с линейными разрывными нарушениями проявляется в горно-складчатых и равнинно-складчатых (пенепленизированных) областях. На платформах эта связь с трещинами прослеживается обычно лишь у оврагов и небольших рек, врезанных в плотные осадочные породы. У больших рек, медленно текущих в широких долинах, сложенных аллювием с относительно невысокими коренными берегами, связь с разрывными нарушениями внешне не проявляется (обнаруживается лишь геофизическими исследованиями и глубоким бурением). Но каким путем передаются воздействия разрывных нарушений фундамента, залегающим на глубине нескольких километров, на поверхности, до сих пор не ясно.

По мнению П. С. Воронова и Ю. Н. Кулакова (1958), блоковые перемещения фундамента проявляются в рельефе иногда через мощную толщу сравнительно слабо уплотненных осадков, видимо, потому, что «в плоскостях сбросов, по которым

перемещаются отдельные блоки фундамента, в пределах толщи рыхлых осадков создавались ослабленные зоны, используемые напорными пластовыми, а также поверхностными водами, в качестве водотоков» (стр. 50).

Гидрографическая сеть формируется в условиях естественного гравитационного поля Земли, состоящего из нормального и аномального полей. Нормальное поле образует изопотенциальную уровенную поверхность и поэтому не оказывает влияния на сток воды. Решающее значение на формирование гидрографической сети имеет аномальное гравитационное поле, причем сток идет по направлению векторов градиентов геопотенциалов.

А. И. Варавка (1971) различает два вида связи гидрографической сети с аномальным гравитационным полем. Ниже излагаются его взгляды с уточнением и добавлением автора.

1. Гидросеть формируется по региональному уклону на фоне слабых неотектонических локальных поднятий и опусканий, неулавливаемых на картах аномалий силы тяжести при данной точности гравиметровой съемки. Гравитационное поле отражает распределение плотностей в фундаменте при сравнительно спокойном рельефе его кровли. Этот тип связи можно назвать нейтральным.

2. Долины заложены над гравитационными максимумами, а водоразделы соответствуют гравитационным минимумам. При этом более высокие порядки долин и соответственно большие массы потоков воды приурочены к большим максимумам. Водоразделы высших порядков, имеющие большие высоты, располагаются над значительными минимумами. Данный тип связи можно назвать нормальным. Он соответствует стабилизированному, унаследованному, направленному, согласованному развитию гравитационного поля и гидрографической сети.

3. Долины приурочены к гравитационным минимумам, а водораздельные пространства — к максимумам. Этот тип связи следует называть аномальным. Он соответствует нестабильному, унаследованному, прерывистому, несогласованному типу развития гравитационного поля и гидрографической сети. А. И. Варавка считает, что в этом случае зонам гравитационных максимумов соответствуют развивающиеся поднятия, а зонам минимумов — депрессии, развивающиеся в процессе формирования гидросети.

Вряд ли можно согласиться с таким объяснением. Исходя из изложенной в I главе гипотезы о запаздывании передачи на

поверхность Земли изменения объема при изменении плотности и связанного с этим запаздыванием изменения высот рельефа от изменения гравитационного поля, можно предложить другое объяснение рассматриваемому типу связи гидро-сети с гравитационным полем.

Если предположить, что в недавнее геологическое время резко изменилась плотность и объем вещества в тектоносфере, то возросшая плотность увеличила силу тяжести и создала на поверхности положительную аномалию. Но уменьшение объема еще не нашло отражения на поверхности Земли и не вызвало соответствующего опускания и понижения высот. Водоразделы еще отражают прежнее состояние тектоносферы. По долинам произошли противоположные описанному процессы. Здесь плотность уменьшалась, а объемы увеличились. На поверхности Земли уменьшение плотности вызвало появление гравитационных минимумов. Увеличение же их объема еще не дошло до поверхности и не вызвало соответствующего поднятия. Поэтому долины отражают прежнее состояние земной коры. В этих районах следует в геологическом будущем ожидать перестройку гидрографической сети в соответствии с новым режимом тектоносферы и гравитационного поля.

Если принять во внимание, что долина 1-го порядка соответствует элементарной массе потока, то с увеличением порядка долины соответственно возрастает масса воды. Чем больше масса воды в реке, тем на более глубоко залегающие аномальные массы она реагирует. По-видимому, порядки долин отражают распределение масс. При этом чем выше порядок долины, тем более глубоко залегающие массы и их движения отражают ее продольный профиль. Реки можно рассматривать как природные гравиметры, весьма чутко реагирующие на распределение масс в земной коре.

Долины часто закладываются по падению слоев, образующих антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы. При этом антиклинальные поднятия соответствуют водораздельным пространствам, а к синклинальным прогибам приурочены долины, имеющие большой порядок. Крылья антиклинальных поднятий часто пересекаются долинами низших порядков, впадающими в синклинальные долины более высокого порядка. Такое явление наблюдается в областях с господством прямого рельефа. Ярким примером может служить р. Тургай, протекающая по прогибу и принимающая притоки с Южно-Уральской и Казахстанской складчатых областей.

Однако долины часто находятся в различных отношениях

к наклонам слоев горных пород, слагающих поверхностную часть земной коры и, таким образом, этот факт как будто противоречит высказанному положению. Исследования последних лет показывают, что большинство речных долин высших порядков в той или иной мере унаследованы от более древних времен и ведут свою историю иногда с палеозоя (И. П. Герасимов, 1948; Н. Н. Карлов, 1951). Оказалось также, что речные долины являются весьма устойчивыми образованиями и сохраняются даже на морском дне, часто рассекая континентальный склон и переходя в подводные каньоны (В. В. Белосусов, 1962; О. К. Леонтьев, 1955, 1963; Л. Б. Рухин, 1962 и др.). Затопленные долины обычно являются продолжением наземных долин и при регрессии вновь переходят в реки (Б. А. Аполлов, 1952).

Устойчивость долин высоких порядков, несмотря на выравнивание рельефа трансгрессивными осадками, можно объяснить приуроченностью данных долин к долгоживущим, обновляющимся разломам.

Наблюдения показывают, что равнинные реки, особенно большие реки, представляют собой соединения отдельных отрезков долин разного происхождения и возраста (Б. Л. Личков, 1936; И. П. Герасимов, 1948; С. С. Соболев, 1948). Хорошо известно также, что главные реки бассейна имеют большее число террас, чем их притоки и, следовательно, являются более древними образованиями (И. С. Щукин, 1934, 1960). Известно также, что многие реки в северном полушарии, начиная с плейстоцена, а иногда и с плиоцена, неуклонно смещаются главным образом вправо, о чем свидетельствуют четвертичные аллювиальные террасы, развитые в основном на левом берегу, как это можно наблюдать у Волги, Днепра, Дона и ряда других равнинных рек. Известно также, что после каждого более или менее длительного перерыва в осадконакоплении более молодые пласты залегают уже несогласно на нижележащих. Обычно в той или иной степени у более молодых отложений меняется простирание и угол падения. Исходя из изложенного, можно высказать следующую гипотезу происхождения долин.

— Реки возникают в результате взаимодействия поверхностных и подземных вод, идущим согласно разности геопотенциалов по различному виду линейным тектоническим разрывным нарушениям. Жизнь реки на протяжении всей ее истории, вплоть до современной, зависит от тектонической активности района и может быть весьма напряженной. Тектонические дви-

жения определяют заложение русла (талвега) долины, ее поймы и наклон ее ложа. Эти движения, будучи дифференцированными, состоящими из движений с разной длиной волны, амплитуды и периода колебания, влияют на деятельность водного потока по-разному.

Долин низших порядков, как правило, в 4—5 раз больше, чем долин более старших порядков. Долин 1-го порядка даже в пределах бассейна 5-го порядка насчитывается до 200—300 и больше. Но по мере возрастания порядка долин число их быстро убывает. Долины низших порядков имеют голоценовый или позднечетвертичный возраст. Долины более высоких порядков обычно значительно старше. Исходя из этого, можно предположить, что долины низших порядков живут относительно недолго, быстро возникая и отмирая, оставляя после себя лишь незначительные полосы аллювия, отражая быстропроходящие напряжения верхних частей земной коры. Долины высших порядков живут значительно дольше. Часто они состоят из отдельных звеньев, принадлежащих ранее другим рекам. Так, р. Волга, по данным А. В. Вострякова (1967), освоила нижнее течение р. Терешки. В настоящее время известно много фактов, свидетельствующих о значительной древности возникновения крупных речных долин в пределах Русской платформы, а также о их унаследованности (Е. Ф. Станкевич, 1962).

Можно считать, что унаследованность речных долин не является случайной, а обусловлена в основном тектоническими причинами. Речные долины высших порядков обычно приурочены к осевым частям прогибов (К. И. Геренчук, 1960) или к наиболее мобильным участкам с постоянными тенденциями к опусканию (Е. Ф. Станкевич, 1962). В периоды опускания широкие выработанные долины постепенно заполняются вначале континентальными аллювиальными, а затем и морскими осадками. Но полная компенсация прогибания осадконакоплением не всегда происходит, и в следующий континентальный период в осевой части более молодых прогибов возникают новые реки высшего порядка, положение которых в общих чертах соответствует прежним рекам, не совпадая, однако, с ними. В случае унаследованного развития областей прогибания и воздымания сравнительно постоянное плановое положение долин высшего порядка сохраняется длительное время, изменяясь лишь по вертикали. При перемене же знака движений земной коры и возникновении поднятий на месте бывших прогибов, речная сеть претерпевает резкие изменения. Л. Б. Рухин (1962) ука-

зывает, что если «расположение областей сноса и накопления постоянно длительное время, то главные современные реки могут быть очень древними. При изменении же взаимного расположения областей поднятия и опускания рисунок гидрографической сети, естественно, изменяется, но в большинстве случаев какие-то фрагменты древних рек могут быть найдены и в современной речной сети» (стр. 193). По мнению Л. Б. Рухина, унаследованность «рек можно объяснить тем, что после отложения маломощных морских осадков, плащеобразно погребаящих под собой эрозионный рельеф, над древними речными долинами остаются обычно несколько пониженные участки, из-за чего реки часто нащупывают погребенные депрессии» (стр. 309). В то время как дно долины опускается и заполняется аллювием, русло относительно поднимается, давая начало новой реке. Речная сеть никогда не возникает на «чистом месте», а является итогом предшествующего развития древней гидрографической сети. Л. Б. Рухин считал, что долины «многих рек мозаичны, так как состоят из участков, заложенных в различное время» (стр. 322).

Долины мигрируют в пространстве вследствие изменения структуры Земли, ее фигуры и формы поверхности материковой части земной коры, разрушая старые и создавая новые ассоциации, концентрируясь в мощные системы или распадаясь на отдельные отрезки, впадающие в бессточные озера. При этом реки всегда приурочиваются к линейным тектоническим нарушениям.

Первичные долины возникают на геосинклинальных островах, имея относительно невысокие порядки и небольшую длину. По мере увеличения в размерах гористых островов возрастает длина долин и их порядки, формируются и усложняются речные системы. На возникающих горных странах, прилегающих к материкам, создаются мощные речные системы. Во время подъема горных цепей образуются значительные реки высоких порядков, расположенные параллельно простиранию горных хребтов. Примерами таких рек в современную эпоху могут служить Рион, Кура, Аракс; по предгорным и межгорным прогибам текут Ганг, Инд, Тигр, Ефрат, Иравади, располагаются низовья Лены, Кубани, Терека и ряда других рек. Долины и речные системы перестраиваются при каждом изменении и усложнении тектонической структуры и рельефа горных стран.

Реки щитов (пенепленов) и кристаллических массивов на-

следуют долины горных стран и в свою очередь являются основной для рек платформенных равнин.

### Речные и водораздельные системы

Совокупность всех рек и временных ручьев, впадающих в главную реку, носит название речной системы. За главную реку в пределах системы принимают обычно ту, у которой наблюдается наибольшая длина, бóльшая площадь бассейна, бóльшее количество притоков, бóльшее количество воды и бóльшая глубина. Речная система включает одну главную реку, ряд притоков главной реки, притоки этих притоков и т. д.. Таким образом, речной системой следует называть совокупность водотоков, связанных между собой общим стоком воды. Речные системы, изливающие свои воды непосредственно в море (морские системы) или в бессточные озера (континентальные системы), называются самостоятельными. Речные системы, впадающие в другие реки или в сточные озера, называются несамостоятельными. Речные системы отделяются друг от друга водоразделами, образующими также системы, тесно связанные с речными.

Речная система характеризуется рядом признаков, главнейшими из которых являются: 1) длина и количество составляющих ее рек, 2) густота речной сети, 3) извилистость рек, 4) озерность рек, 5) форма расположения рек (долин) в плане. Ниже будут рассмотрены только формы речных систем в плане и их связь с тектонической структурой. Рассмотрение всех признаков, характерных для речных систем, требует специального исследования и выходит за рамки данной работы.

Главную реку в речной системе не всегда удается определить строго обоснованно. Известно, что иногда наиболее значительные притоки имеют большую длину и большую водность, чем главная река (И. С. Шукин, 1960; В. П. Философов, 1967а). И. С. Шукин (1934) считает, что долина главной реки занимает наиболее низкое положение в бассейне. Определяют также главную реку по ее положению в системе. Так как при слиянии двух притоков долина одного из них обычно является естественным продолжением нижележащей долины, то ее и считают продолжением долины главной реки. По мнению Г. Н. Высоцкого (1937), для определения главной реки следует принимать во внимание совокупность признаков — длину, водоносность, ширину, глубину, направление. Однако предложенный

Б. П. Пановым (1948), Н. А. Ржаницыным (1960) и В. П. Философым (1959а, 1960а, 1967а) способ определения порядков долин позволяет установить и главную реку.

Так, определяя порядки долин бассейна р. Волги, выяснилось, что Волга до слияния с Окой имеет 6-й порядок, а Ока — 7-й порядок (т. е. на один порядок меньше, чем Ока). То же наблюдается и по отношению к Каме. Кама имеет 8-й порядок, (т. е. выше на один порядок, чем Ока, и больше на два порядка, чем Волга) \*. Из приведенных данных видно, что главной рекой в системе Волга—Кама следует считать Каму, а в системе Волга—Ока — р. Оку. По-видимому, порядок долин отражает историю развития речной сети, что должно учитываться при историко-геоморфологических исследованиях.

В. А. Троицкий (1948), И. С. Шукин (1960) и другие исследователи при классификации речных систем придерживаются старого способа определения порядков долин.

Используя предлагаемый, с нашей точки зрения более правильный способ определения порядков долин, следует классифицировать формы долинных (речных) систем, начиная с низших порядков, а именно со 2-го.

Речная (долинная) система 2-го порядка возникает от слияния двух долин 1-го порядка, и состоит из долины 2-го порядка, двух долин 1-го порядка, давших начало долине 2-го порядка, и долин 1-го порядка, впадающих в долину 2-го порядка. Речная (долинная) система 3-го порядка состоит из долины 3-го порядка, двух долинных систем 2-го порядка и ряда долин 1-го и 2-го порядков, непосредственно впадающих в долину 3-го порядка. Речная (долинная) система 4-го порядка состоит из долины 4-го порядка, двух долинных систем 3-го порядка, из долинных систем 3-го и 2-го порядка и долин 1-го порядка, непосредственно впадающих в долину 4-го порядка, и т. д. Каждая долинная система более высшего порядка состоит из ряда систем низших порядков.

Согласно предлагаемому способу определения порядка долинных (речных) систем, следует признать, что главная река не является постоянной в пределах системы высшего порядка, изменяясь вниз по течению по мере возрастания порядка системы. При этом основное значение имеет концентрация речных систем, идущая путем перехвата рек внутри системы, захвата рек других бассейнов и слияния речных систем смежных бассейнов.

---

\* Порядок речных долин подсчитывался по гипсометрической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 (ГУГК, 1965).

Долинные системы 2-го порядка имеют весьма различное строение. Некоторые из них лучше развиты, другие хуже, но порядок их при этом остается один и тот же. Так, есть долинные системы, состоящие только из 2 притоков 1-го порядка; но есть системы, состоящие из большего числа притоков 1-го порядка, впадающих в долину 2-го порядка. Наблюдаются системы, состоящие из притоков небольшой длины, но есть и системы, у которых притоки имеют большую длину. Есть системы, у которых притоки впадают под острым углом, но есть системы, в которых притоки впадают под прямым и даже под тупым углом. При этом расположение притоков по отношению к главной долине может быть симметричным или асимметричным. Таким образом, можно насчитать несколько видов долинных систем 2-го порядка. Рисунок форм долинных систем высших порядков бывает весьма сложен и включает в себя формы систем низших порядков.

Среди долинных систем 2-го порядка встречаются: 1) вилкообразная, 2) гребенчатая, 3) перистая и 4) стволовая формы.

Среди долинных систем 3-го порядка наблюдаются: 1) прямоугольно-ветвистая, 2) гребневидно-ветвистая и 3) кольцеобразная формы.

Среди долинных систем 4-го порядка имеют место: 1) сетчато-видная, 2) асимметрично-ветвистая и 3) гребенчато-перистая асимметричная формы.

Долинные системы 5-го и более высокого порядка имеют древовидную или асимметрично-ветвистую формы.

Формы долинных систем более высокого порядка включают в себя также формы долинных систем низших порядков.

В. Миллер, К. Миллер (1964) выделяют следующие виды рисунков речной сети: 1) древовидный (дендрический)—рис. 4, 2) прямоугольный (рис. 5), 3) решетчатый (рис. 6), 4) радиальный (рис. 7а, б), 5) кольцевидный (рис. 8) и 6) параллельный. На приведенных рисунках видно, что указанные виды речной (долинной) сети наиболее хорошо соответствуют формам слияния и расположения систем 2-го и 3-го порядков.

И. С. Щукин (1960), вслед за В. А. Троицким (1948), выделяет следующие виды речной сети: 1) древовидный, 2) перистый, 3) решетчатый, 4) параллельный, 5) радиальный и 6) кольцевидный. В. А. Троицкий (1948), кроме того, выделяет цетростремительный тип.

Следует различать понятие «речные (долинные) системы» от понятия «рисунок речной сети». Так, выделяемые В. А. Тро-

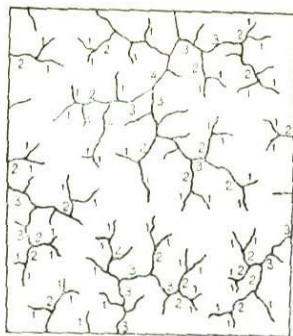


Рис. 4. Древовидный (дендритический) рисунок речной сети (В. Миллер, К. Миллер). Цифры обозначают порядок долин

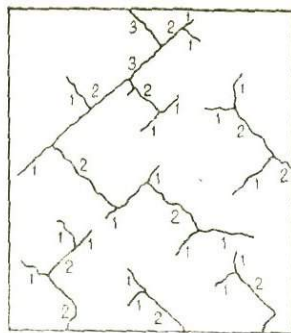


Рис. 5. Прямоугольный рисунок речной сети (В. Миллер, К. Миллер). Цифры обозначают порядок долин

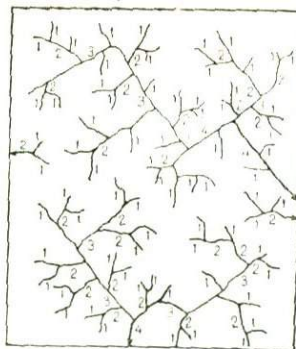


Рис. 6. Решетчатый рисунок речной сети (В. Миллер, К. Миллер). Цифры обозначают порядок долин

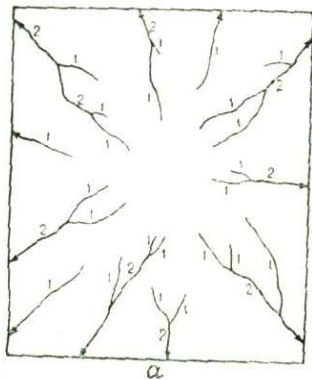


Рис. 7. Рисунок речной сети (В. Миллер, К. Миллер): а—радиально-центробежный; б—центростремительный. Цифры обозначают порядок долин

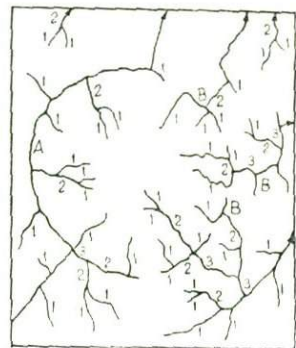


Рис. 8. Кольцевидный рисунок речной сети (В. Миллер, К. Миллер). Цифры обозначают порядок долин

ицким (1948), В. Миллером, К. Миллером (1964) и рядом других исследователей решетчатый, прямоугольный, параллельный, радиальный, центростремительный рисунки речной сети представляют собой или части речных систем, или относятся к различным системам.

Среди водоразделов горных хребтов И. С. Шукин (1938, 1964) различает следующие виды горизонтального расчленения: 1) радиальное, или лучеобразное, 2) перистое или поперечное, 3) решетчатое, 4) виргационное и 5) кулисообразное. Указанные виды сочленения водоразделов характерны также и для равнинных стран. Сочетание долинных и водораздельных систем образует различные виды горизонтального расчленения, приуроченного к линейно вытянутым тектоническим структурам — зонам трещиноватости, сбросам, взбросам, надвигам, антиклиналям, синклиналям, моноклиналям.

Следует различать согласованный и не согласованный рисунок долинной сети и водоразделов. Происхождение согласованного и несогласованного расчленения будет рассмотрено ниже (в VI главе).

Долинные системы низших порядков и рисунки речной сети отражают структурные формы. Так, радиальный рисунок приурочен к поднятиям куполовидной формы, а центростремительный — к замкнутым впадинам, испытывающим опускания. Для прогибов обычно характерны перистая и стволовая системы. Для моноклиналей — параллельная, гребенчатая, асимметрично-ветвистая и гребенчато-перистая асимметричная формы. Для крыльев тектонических поднятий характерна асимметричная форма долинной сети.

Выделенные формы долинных систем относятся как к речной, так и к овражно-балочной сети. Это положение подтверждают опыты Е. И. Чертковой (1950) по моделированию тектонических разрывов на куполовидных поднятиях. Опытами установлены типичные формы растрескивания образцов и прослежено зарождение и развитие трещин, сходных с наблюдаемыми в геологической обстановке. Можно считать, что радиальное расхождение долин в пределах куполообразных структур связано с трещинами, возникающими в процессе поднятия структур.

В пределах аккумулятивных равнин преобладают долинные системы низших порядков. На денудационных равнинах господствуют долинные системы очень высоких порядков с весьма сложным рисунком эрозионной сети. Так как денудационные равнины геологически старше, чем аккумулятивные, то,

очевидно, возраст рельефа оказывает значительное влияние на развитие долинных систем. Чем старше рельеф, тем, при прочих равных условиях, долинные системы приобретают более высокий порядок. При этом чем сложнее геологическое строение местности, тем, при прочих равных условиях, сложнее рисунок эрозионной сети и долинных систем.

Долинные системы горно-складчатых стран обычно имеют высокие порядки, большое количество притоков, но относительно небольшие по площади бассейны.

Кроме учета форм долинных систем, следует принимать во внимание весь рисунок сети, с учетом притоков всех порядков.

Долины низших порядков возникают перпендикулярно к волнам колебаний земной коры, начинаясь на антиклинальных поднятиях и направляясь в синклинальные понижения. В синклинальных понижениях формируются долины высоких порядков, направленные по падению оси впадин. Такое явление наиболее часто наблюдается в молодых складчатых горах. Таким образом возникают стволые и перистые системы долин, весьма характерные для синклиналей и крыльев окружающих их антиклиналей. Размер и самостоятельность таких речных систем обычно обусловлены размерами и самостоятельностью тектонических впадин. Указанные системы возникают и развиваются, пока движения земной коры поддерживают существование данной тектонической структуры.

При неравномерных региональных и локальных поднятиях возникают трещины растяжения, сбросы, разломы, из них некоторые осваиваются долинами. На куполообразных и брахиантиклинальных поднятиях формируются радиальные и параллельные рисунки долин, образующие после слияния перистые и стволые системы. Возникают хорошо развитые системы высокого порядка с многочисленными, но относительно короткими притоками младших порядков. По мере поднятия страны глубина врезания долин увеличивается и появляются террасы.

Но волны движений земной коры постепенно меняют как знак, так и направление колебаний. Одновременно со сменой направления колебаний и преобладания опусканий над поднятиями происходит перестройка долин и речных систем или их частей. Часть долин низших порядков, неглубоко врезанных в геологические напластования и получающих небольшое поверхностное и грунтовое питание, постепенно замирает, заполняясь осадками, и наконец, отмирает. Наоборот, долины высших порядков, более глубоко врезанные в пласты горных по-

род и получающие больше поверхностного и подземного питания, сохраняются, но порядок их уменьшается. Наиболее резко это явление наблюдается в случае трансгрессии, когда абразия моря и осадконакопления, а также размыв на суше выравнивают местность и тем самым ликвидируют долины низших порядков; долины высших порядков сохраняются на дне моря, длительное время не полностью заполняясь осадками.

При последующих изменениях тектонических движений направления сохранившихся от прежней геологической эпохи уже не отвечают существующим условиям земной коры. Таким образом, возникает противоречие между направлением долин, отражающим прежние залегания горных пород, и направлением движений земной коры, определяющим новое направление стока, как поверхностного, так и подземного. Эти противоречия развития, безусловно, оказывают влияние на дальнейшую историю речных долин, вызывая, по-видимому, вертикальные и горизонтальные передвижения русла, формирование и сохранение террас вдоль одного из берегов. Одновременно с этим возникают новые долины низших порядков, соответствующие новым тектоническим условиям. В результате колебаний земной коры, а также регрессивной эрозии происходит перехват и обезглавливание речных долин. Благодаря этим процессам рисунок долинных систем постепенно усложняется, приобретая древовидную форму. По мере смещения воли колебаний земной коры и изменения направления колебаний от более древних геологических эпох сохраняется только часть долин высших порядков, направление которых в той или другой степени отражает элементы залегания более древних пород. Прямолинейные отрезки таких долин часто приурочены к глубоким разломам, уходящим в фундамент платформ, или в нижние части коры горно-складчатых областей.

При неравномерных региональных и локальных опусканиях речная сеть деградирует, распадаясь на отдельные не связанные между собой центростремительные системы, впадающие в бессточные бассейны.

А. В. Востряков (1967) указывает, что изменение геологической структуры, возникающее в результате тектонических движений, «сразу же сказывается на характере русловых процессов и вызывает изменение конфигурации гидрографической сети. План речной сети... является своего рода индикатором или зеркалом, отражающим геологическое строение, интенсивность и направленность неотектонических движений». К ана-

логичным выводам пришел и К. И. Геренчук (1960), рассмотрев, в пределах Русской равнины, планы речных систем и их отношение к тектоническим структурам.

Для областей с неустойчивым тектоническим режимом и сложным геологическим строением характерен сложный рисунок гидрографической сети и ее сочетания в речных системах. В областях с устойчивым, длительным поднятием и относительно простым геологическим строением речные системы имеют более простые формы. В районах опусканий речная сеть распадается на отдельные, не связанные между собой небольшие системы, впадающие в бессточные озера.

### *Глава III*

## **Методика построения морфометрических карт**

---

При выполнении работ по морфометрическому методу поисков тектонических структур строят следующие карты: 1) порядков долин и водораздельных линий; 2) полибазисных или монобазисных поверхностей; 3) остаточного рельефа; 4) поливершинных или моновершинных поверхностей; 5) локально-го размыва; 6) разности между вершинной и базисной поверхностями одного и того же порядка; 7) разности между вершинными поверхностями смежных порядков; 8) разности между базисными поверхностями смежных порядков. Следует строить также карты гониобазисных и гониовершинных поверхностей (В. П. Философов, Ю. В. Черняев, 1963), а также карты асимметрии форм рельефа.

### **Карта порядков долин и водораздельных линий**

Указанная карта является основой для построения всех последующих морфометрических карт. Поэтому на точность построения этой карты должно быть обращено особое внимание. На топографической карте (или приготовленной заранее гипсометрической копии), показываются все реки и проточные озера, в том числе и пересыхающие, а также тальвеги оврагов,

балок и других видов сухих долин. Тальвеги балок, ложбин стока и других родственных им по форме долин, используя рисунок горизонталей, проводят линейным пунктиром. Балки показывают длинным пунктиром, а ложбины стока — коротким. Овраги поднимают сплошной линией коричневого цвета.

Затем определяют порядок долин (см. выше главу II), используя дихотомическую классификацию, получившую наиболее широкое распространение при структурно-морфометрических исследованиях. Каждый порядок, после тщательной проверки, подписывают близ места слияния однопорядковых долин, а также через 10—12 см друг от друга по длине. Для более четкого изображения порядка долин долины разных порядков вычерчивают тушью различных цветов.

Тальвеги долин первого порядка или ложбины стока сравнительно легко наметить, когда заложения между горизонталями небольшие. В этих условиях по карте нетрудно определить направление ложбин стока, их слияние в долины более высоких порядков (рис. 9). Напротив, когда заложения между горизонталями в масштабе карты превышают 1,5—2,0 см, точное определение направления ложбин стока и их слияние за-



Рис. 9. Поднятие долин:  
1 — овраг; 2 — пересыхающая река; 3 — балка

труднено и поэтому могут быть допущены ошибки (рис. 10). Чтобы избежать их, следует использовать на участках со слабо расчлененным рельефом более крупномасштабные карты с меньшим сечением горизонталей или же аэрофотоматериалы, на которых положение тальвегов хорошо заметно. Используя указанные карты или аэрофотосхемы, можно более точно на-

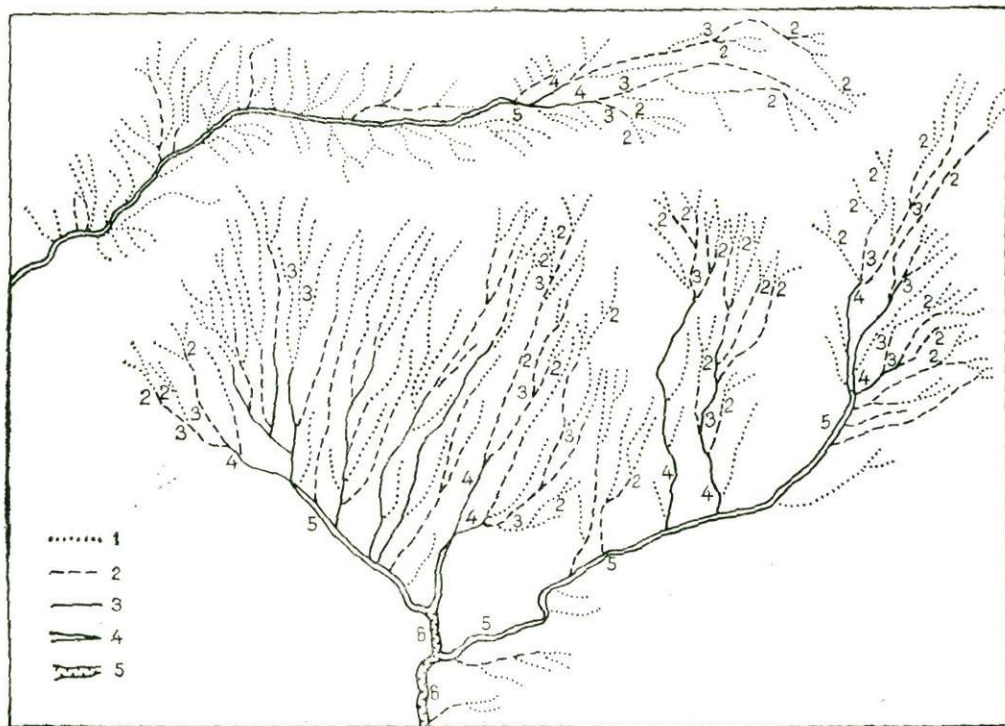


Рис. 10. Эрозионная сеть в районе тектонического опускания:  
 1 — ложбина; 2 — балка 2-го порядка; 3 — балка 3-го порядка; 4 — балка 4-го порядка;  
 5 — балка 2-го порядка.  
 Цифры обозначают порядок долин

нести тальвеги ложбин стока и места их впадения. Л. С. Гирилович (1968) с успехом применила фотопланы для построения карты порядков долин на территорию Припятской впадины.

В районах развития песков (пустынные районы Средней Азии) на картах часто отсутствует изображение небольших, неглубоковрезанных долин, в то время как на аэрофотоснимках их изображение хорошо видно. В этом случае следует пользоваться аэрофотоснимками, перенося с последних хорошо просматриваемые отрезки долин на карту. Такой методикой успешно пользовался А. Т. Юдин при выполнении морфометрических исследований в пределах пустыни Кызыл-Кум.

После поднятия долин и определения их порядков наносят водораздельные линии. Следует указать, что нанесение водораздельных линий значительно сложнее, чем поднятие долин, и требует от исполнителя умения хорошо читать рельеф, изображенный на карте горизонталями. В то время как даже самые малые, едва заметные долины видны на местности и аэрофотоснимках, а на крупномасштабных картах изображены затяжками горизонталей, — водораздельные линии на картах изображаются нечётко. Наиболее определенно водораздельные линии проводятся в случае резко расчлененного долинной сетью рельефа. Чем положе рельеф, чем шире и уплощеннее водораздельные пространства, тем труднее определить плановое положение водораздельных линий. Водораздельные линии разграничивают сток воды в соседние долины. При этом сток воды всегда идет перпендикулярно горизонталям, по направлению возрастания силы тяжести. Поэтому водораздельные линии необходимо проводить по оси положительного перегиба горизонталей.

На карте вычерчивают водораздельные линии между всеми долинами, включая и долины I-го порядка, используя для этого выпуклые изгибы горизонталей. Их следует проводить извилистыми, строго следуя по оси выпуклых участков горизонталей. Затем определяют порядок водораздельных линий подобно тому, как это делают для долин или же в зависимости от порядка долин по изложенной в главе II методике. Водораздельные линии разных порядков вычерчивают различными цветами. Для отличия от тальвегов долин их следует обозначать не сплошной линией, а сочетанием пунктира с точкой.

Необходимо иметь в виду, что порядок долины или водораздельной линии зависит от масштаба и точности исходной

карты. С уменьшением масштаба карты порядок долин и водораздельных линий, а также точность их определения понижается. Порядок долин и водораздельных линий можно определить лишь по аэрофотоснимкам или же наблюдениями в природе. Определения же по картам, даже наиболее крупных масштабов, с сечением рельефа горизонталями через 1 или 2,5 м, уже влечет ошибки. С уменьшением масштаба карты ошибки будут возрастать, а порядок долин и водораздельных линий — понижаться. Какая-либо пропорциональная зависимость между порядками долин (водораздельных линий) и масштабом карты отсутствует, но в общем с уменьшением масштаба порядок долин также уменьшается. Необходимо указать, что иногда порядок долины, определенный по мелкомасштабной карте, бывает выше, чем порядок той же долины, определенный по карте более крупного масштаба. Объясняется это правилами генерализации рельефа и гидрографической сети, согласно которой отбор долин определяется их длиной, народнохозяйственным значением и относительной плотностью, а не порядком долин.

Наиболее точно порядок долины можно определить по фотосхемам масштаба 1:10 000 и крупнее, где довольно четко выделяются все долины, начиная с незначительных ложбин стока. Но по фотосхемам и картам крупного масштаба можно определить только порядки небольших долин. В то же время на картах среднего и мелкого масштаба с наиболее полным изображением больших рек опущены незначительные притоки последних. Поэтому точные определения порядков долин и водораздельных линий по этим картам также невозможны. По картам крупного и среднего масштаба нельзя определить порядок долин и водораздельных линий, выходящих за рамки листа карты. Правила определения порядков долин на картах разных порядков описано в наших работах (В. П. Философов, 1960а, 1967а).

При морфометрических исследованиях необходимо указывать, по картам какого масштаба и с каким сечением рельефа горизонталями были определены порядки долин и водораздельных линий.

На основе карты порядков долин и водораздельных линий можно строить карты гидрографических и водораздельных узлов разных порядков, длин долин разных порядков (В. Я. Гвин, 1963, 1964, 1965), карты спрямленных участков долин и водораздельных линий (В. Б. Полканова, 1964), а также определять коэффициенты дихотомии порядков долин (В. П. Филосо-

фов, 1967а). Построения карты плотности и частоты эрозионной (гидрографической) сети следует выполнять с учетом порядков долин. При составлении карты удаленности от ближайших тальвегов (А. И. Спиридонов, 1952) необходимо пользоваться картой порядков долин и водораздельных линий. При построении роз направления долин и водораздельных линий и сопоставлении их с розами простираения трещин и разрывных нарушений следует также учитывать порядок долин.

### Карты базисных поверхностей

Базисная поверхность представляет собой сложную поверхность, проходящую через тальвеги долин, которые являются ее остовом (ребрами). Базисной поверхностью следует называть поверхность, объединяющую местные базы эрозии. Понятие о базисе эрозии ввел в науку американский ученый Пауэлл в 1873 г. (К. К. Марков, 1948). Впоследствии это понятие подверглось некоторым изменениям. Так, И. С. Щукин (1934, 1960) называет базисом эрозии любую точку дна реки, являющуюся сравнительно постоянной по своей высоте для лежащей выше по течению части водотока. Продольные профили рек, построенные по меженным уровням воды, дают приближенную картину продольных профилей, построенных по речному дну. Профили сухих долин можно составлять непосредственно по высотам дна. В настоящее время считается, что продольные профили долин являются отражением современных (молодых) тектонических движений (М. С. Кожурина, 1956, 1963; Л. Е. Сетунская, 1959, 1960 и др., Ю. Е. Журенко, 1959, Ю. А. Мещеряков и В. А. Филькин, 1960; Ю. А. Мещеряков, 1961; Л. К. Зятькова, 1961; А. П. Рождественский и Ю. Е. Журенко, 1961; Н. Г. Волков, 1964а, 1964б, 1964в и другие авторы).

Но даже большое количество продольных профилей долин не создает наглядной пространственной картины распределения современных (молодых) тектонических движений. Более наглядное и точное представление дают карты базисных поверхностей.

Порядок построения данной карты следующий: на топографическую основу наносят тальвеги долин соответствующих порядков. Обязательно поднимают (т. е. подписывают) абсолютные отметки уреза воды в реках. Так как на картах отметок уреза воды мало, то необходимо учитывать пересечения горизонтальными речными руслами, а также тальвегов сухих долин: балок, оврагов, ложбин стока (рис. 11, 12). В случае наличия об-

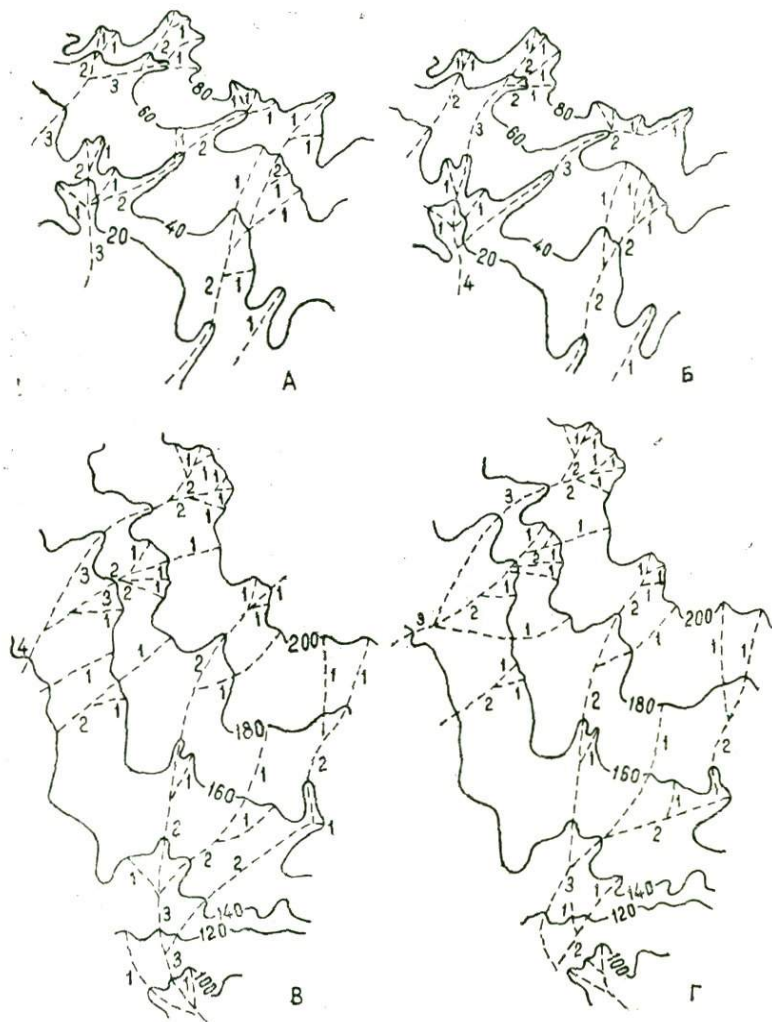


Рис. 11. Поднятие тальвегов долин:  
 А, В — правильное; Б, Г — неправильное

рывистых берегов и склонов следует особенно тщательно проследить выход горизонтали и пересечение ею тальвега долины. Неправильное определение места пересечения горизонталью тальвега долины может привести к грубым ошибкам в построении и тектонической интерпретации морфометрической карты. Таким образом, получают ряд точек дна долин или урезов воды в реках с одинаковыми высотами, которые соединяют плавными изолиниями, названными изобазитами, т. е. линиями равных базисов эрозии (рис. 13), секущими водоразделы. Высоты изобазит подписывают согласно понижению склона по правилам, установленным для подписи высот горизонталей.

При этом следует учитывать следующее обстоятельство: изобазиты должны пересекать тальвеги долин всегда под прямым углом. В виду этого, для удобства проведения изобазит, в местах пересечений тальвегов горизонталями наносят перпендикулярную короткую черту, а затем рисуют изобазиту, как это показано на рис. 12. Если невозможно провести плавные изобазиты, они проводятся с некоторым изломом. Изобазиты имеют те же свойства, что и горизонтали: они не могут пересекаться или касаться друг друга. Изобазиты не могут быть проведены ниже одновысотных горизонталей или пересекать их, а лишь касаются данных горизонталей в точках встречи последних с тальвегами долин. Изобазиты пересекают горизонтали с более высокими отметками. По обе стороны водораздельных линий высоких порядков обязательно проводятся одноименные ответные изобазиты (притом они не могут дважды пересекать водораздельную линию или тальвег). Методика построения карты базисной поверхности видна на прилагаемых рис. 12 и 13.

Карты базисных поверхностей следует строить на основе карты порядков долин. Для этого на топокарту или разгруженную основу переносят с карты порядков долин все необходимые долины и подписывают их порядок. При этом на карту базисной поверхности 2-го порядка наносят все долины, кроме долин 1-го порядка. На карту базисной поверхности 3-го порядка наносят все долины выше 2-го порядка, опуская долины 1-го и 2-го порядка. На карту базисной поверхности 4-го порядка соответственно опускают долины 1-го, 2-го и 3-го порядка и т. д. Такой способ построения карт базисных поверхностей повышает их точность, а также позволяет более полно интерпретировать их.

При построении карт базисной поверхности следует иметь

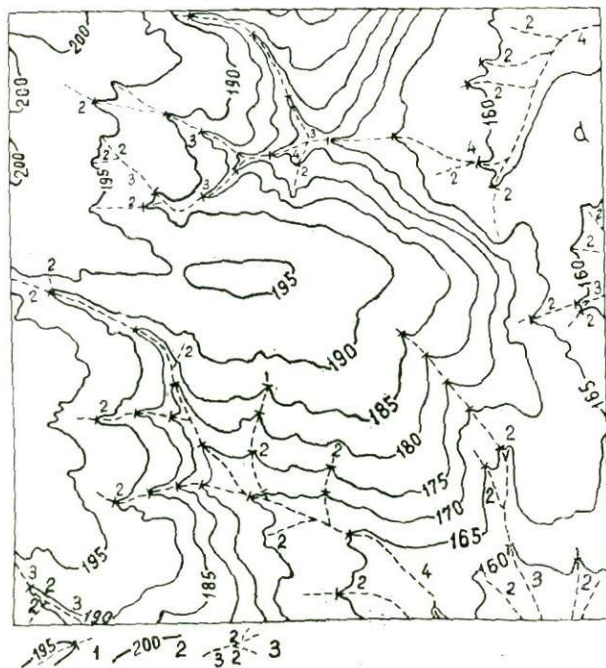


Рис. 12. Определение высот тальвегов долин 2-го и более высоких порядков:

1 — высота тальвегов долин (черточка ставится строго перпендикулярно к тальвегу); 2 — горизонталь и ее высота; 3 — тальвег долины и ее порядок

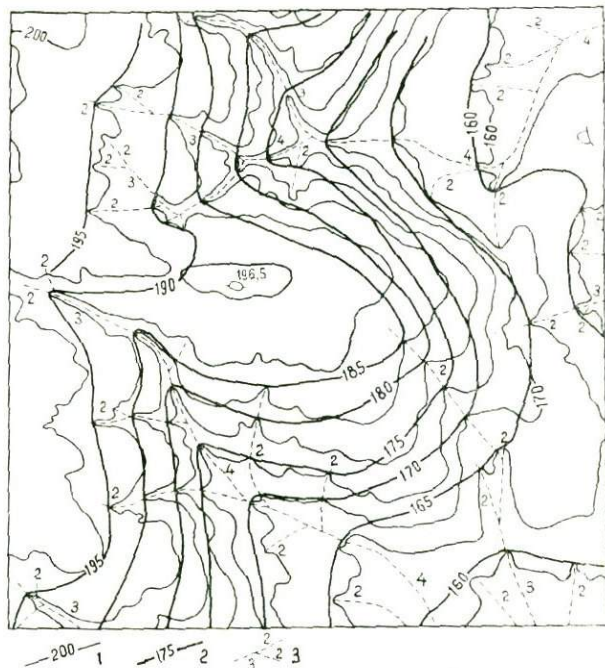


Рис. 13. Карта базисной поверхности 2-го порядка, построенная по высотам тальвегов долин 2-го и более высоких порядков:

1 — горизонталь и ее высота; 2 — изобазита и ее высота; 3 — тальвег долины и ее порядок

в виду следующее: изобазиты проводят, начиная от наиболее низко расположенных долин, переходя постепенно к их верховьям. Если местность расчленена достаточно густой сетью долин, то изобазиты проводятся без особого труда. Напротив, при плоском рельефе и редкой сети долин, представляющих собой в основном неглубокие балки или ложбины стока, проведение изобазит становится затруднительным и от исполнителя требуется большая тщательность в работе.

Если построить карту базисной поверхности с учетом всех долин, в том числе и долин 1-го порядка, т. е. ложбин стока, то форма этой поверхности будет лишь незначительно отличаться от формы гипсометрической поверхности, т. е. от форм рельефа. Напротив, рельеф базисной поверхности, построенный по тальвегам всех долин, кроме 1-го порядка, отличается от форм рельефа гипсометрической поверхности. Если же построить карту базисной поверхности по долинам, начиная с 3-го или 4-го порядка, откинув долины 1-го и 2-го (3-го) порядков, то она будет еще более значительно отличаться от форм рельефа земной поверхности.

Изобазиты базисной поверхности 3-го порядка обычно повторяют рисунок изобазит 2-го порядка, но иногда наблюдаются случаи, когда они почти перпендикулярно секут изобазиты поверхности 2-го порядка. Рисунок изобазит базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков не совпадает с рисунком изобазит на картах 4-го или 5-го порядка. Указанное явление объясняется тем, что долин высших порядков значительно меньше, чем долин низших порядков. При этом первые имеют, как правило, другую ориентировку, чем вторые.

Для одной и той же территории можно построить целое семейство карт базисных поверхностей. Порядок базисной поверхности определяется начальным порядком долин, по которым строится карта. При этом базисные поверхности высших порядков будут обычно вложены в поверхности низших порядков (хотя и наблюдаются некоторые исключения из этого правила). Необходимо указать, что базисные поверхности разных порядков имеют общие линии и точки, совпадающие с долинами высоких порядков. Построение карт базисных поверхностей разных порядков выполняется по описанной выше методике.

По картам крупного масштаба можно построить карты базисных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков. Карты базисных поверхностей более высоких порядков затруднительно строить на картах крупного масштаба, так как долины старших поряд-

ков встречаются далеко не на каждом листе карты. Карты базисных поверхностей 5-го и более высоких порядков, с целью более точного проведения изобазит, строятся в более мелком масштабе с частичным использованием карт крупного масштаба. Для этого на тальвеги (с помощью пантографа или другим точным способом) переносят с крупномасштабных карт места пересечения долин горизонталями и подписывают их высоты.

Следует обратить внимание на некоторые случаи проведения изобазит. При составлении карт базисных поверхностей наибольшее затруднение вызывает правильное построение изобазит в верховьях долин: их необходимо заканчивать в верховьях долин соответствующего порядка, в силу чего ширина междуречного пространства, через которое не проведены изобазиты, постепенно возрастает с повышением порядка базисной поверхности. Часто наблюдаются случаи, когда одновысотная горизонталь пересекает тальвеги долин разного порядка. Например, при построении карты базисной поверхности 4-го порядка между долинами 4-го порядка наблюдаются долины 3-го и более младшего порядков. В этом случае изобазита проводится без учета долин младшего порядка. Наблюдаются случаи, когда одновысотная горизонталь по обе стороны водораздельной линии сечет тальвеги долин разного порядка. Например, на склоне водораздела между бассейнами Волги и Дона, обращенном к Волге, на высоте 200 м наблюдаются долины 3-го порядка. На этой же высоте на противоположном склоне, расположенном в бассейне Дона, лежат верховья долины 2-го и даже 1-го порядков. В этом случае ответную изобазиту следует проводить пунктиром. Такой способ позволяет более четко устанавливать связь между изобазитами и порядком долин и более верно интерпретировать карты базисных поверхностей.

На основе карт базисных поверхностей можно строить карты углов наклона базисной поверхности соответствующего порядка согласно правилам, указанным Н. М. Волковым (1950) и А. И. Спиридоновым (1952), а также карты осредненных базисных поверхностей по методике, предложенной А. М. Берлянт (1967). Некоторые исследователи неправильно понимают изобазиты, как упрощенные генерализованные горизонтали, рисующие каркас рельефа (Ю. А. Мещеряков, 1964б). А. М. Берлянт и Л. Ф. Литвин (1964), в общем правильно используя карты базисных поверхностей, считают, что они «отражают обобщенный гипсометрический фон, имеющий общий осред-

ненный характер для значительных пространств (региональное гипсометрическое поле)» (стр. 17). По их мнению, степень осреднения гипсометрического поля зависит от порядков долин, использованных при построении карты базисной поверхности. Более осредненные картины дают карты, построенные по высоким порядкам долин, по сравнению с картами, построенными с учетом долин младших порядков.

Следует отметить, что указанные взгляды неверны (В. П. Философов, 1963б). Базисные поверхности любых порядков лежат ниже водоразделов, а базисные поверхности высших порядков лежат ниже также и долин младших порядков. Изобазиты секут водоразделы, в то время как горизонталы обрисовывают их форму и поверхность. Базисные поверхности высших порядков не совпадают ни по форме, ни по высоте с формами рельефа, а также с формами базисных поверхностей низших порядков, а лежат ниже их и часто имеют другую ориентировку. Между базисными поверхностями и гипсометрической имеется существенная разница по высоте, возрастающая с увеличением порядка базисной поверхности. Сказанное относится также и к вершинным поверхностям, лежащим выше рельефа и также не совпадающим с формами и высотами рельефа.

### Карты остаточного рельефа

Остаточным рельефом следует называть положительные формы рельефа, лежащие выше базисной поверхности того или иного порядка. Карты остаточного рельефа показывают объем горных пород, который может быть в будущем удален эрозией и денудацией при аналогичных геологических и физико-географических условиях. Вычитая из гипсометрической поверхности базисную, получают остаточный рельеф, или объем горных пород, лежащий выше базисной поверхности. Построение карт остаточного рельефа похоже на построение карт схождения: и в том и в другом случае от исполнителя требуется умение хорошо читать топографическую карту.

Вычитание базисной поверхности из гипсометрической выполняется методами, применяемыми в геометрии недр (П. А. Рыжов, 1952, 1964) следующими способами: а) по точкам пересечений изолиний данных поверхностей и б) способом профилей. При достаточном количестве точек пересечения изобразит с горизонталями следует пользоваться первым способом.

Графическое вычитание базисной поверхности из гипсометрической (изображенных в изолиниях) выполняется путем наложения изображения базисной поверхности на изображение гипсометрической. В результате построения базисной поверхности на топографической карте на одном листе бумаги совмещаются две поверхности: гипсометрическая и базисная, что обеспечивает наибольшую точность графического вычитания и последующую интерпретацию результатов.

При вычитании берут точку пересечения двух любых изолиний разных поверхностей, например, точку *a*. Определяют в этой точке разность значений горизонталей и изобазит. В рассматриваемом случае эта разность составляет  $120 - 100 = 20$  м (рис. 14). Находят и отмечают точку пересечения горизонтали 140 м с изобазитой 120 м, разность которых снова дает значение 20 м (точка *b*). Затем находят следующие точки *c*, *d* и т. д., значение разности горизонталей и изобазит которых

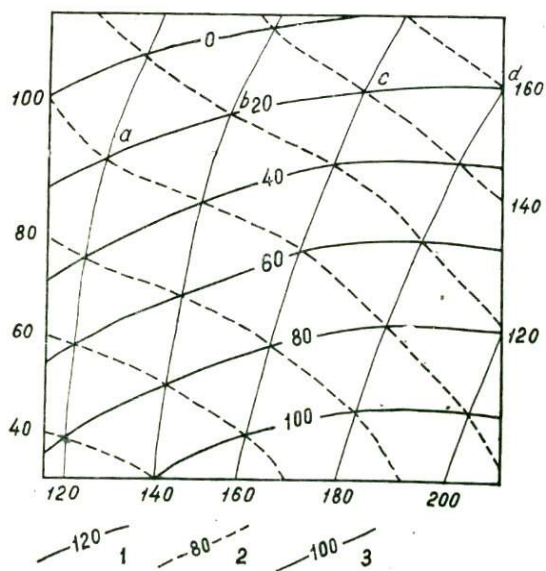


Рис. 14. Графическое вычитание одной поверхности из другой (П. А. Рыжов):  
 1 — горизонталь и ее высота; 2 — изобазита и ее высота; 3 — изогипсопахита и ее относительная высота (мощность)

равны предыдущей. Через точки равных разностей проводят плавную кривую с учетом рисунка горизонталей и изобазит, которая и будет изолинией остаточного рельефа, или изогипсо-

пахитой, равной 20 м. Аналогично строят и все остальные изогипсопахиты.

В том случае, когда горизонталы гипсометрической поверхности не пересекаются с изобазитами базисной поверхности, строят профиль рельефа и базисной поверхности и выполняют графическое вычитание отметок последней из отметок рельефа. Для большей точности следует строить взаимно перпендикулярные профили, расположенные на расстоянии 2—4 см друг от друга. Полученные разности переносят на карту.

Вычитание по профилям выполняют следующим образом: на профиль переносят горизонталы с топографической карты, а также изобазиты — с соответствующей карты базисной поверхности. Вычитание производится измерением расстояния по вертикали масштабной линейкой или циркулем между соответствующими поверхностями. Разности, кратные принятому сечению, наносят на линии профилей. Для большей точности построения карт следует использовать также все точки разности, полученные путем наложения двух соответствующих поверхностей.

Наиболее точный результат дает прием, сочетающий метод вычитания путем наложения и метод вычитания по профилям.

На прилагаемом рис. 14 дан упрощенный чертеж двух поверхностей. Обычно рисунки гипсометрической и базисной поверхностей значительно сложнее, и от исполнителя требуется большая тщательность и точность в работе. Рисунок изогипсопахит — линий равного остаточного рельефа — обычно имеет весьма сложный вид. Он зависит от сложности рисунка и сечения горизонталей и изобазит.

Карт остаточного рельефа можно построить столько же, сколько имеется карт базисных поверхностей для данной территории. Каждой базисной поверхности соответствует свой остаточный рельеф. При этом чем выше порядок базисной поверхности, тем большие массы рельефа переходят в остаточные.

Обычно для карт крупного масштаба строят карты остаточного рельефа 2-го, 3-го и 4-го порядков.

До начала вычитания изобазит из горизонталей на карте закрашивают в желтый цвет все холмы (в том числе изображенные полу- и четверть-горизонталями) по нижней замкнутой горизонтали. Следует закрашивать также голубым цветом все замкнутые понижения, оконтуренные горизонталями. Вычитание изобазит из горизонталей, оконтуривающих наиболее высокие водоразделы и отдельные холмы и вершины, выпол-

няют методом профилей. Полученную таким образом изогипсопахиту оцифровывают и вычерчивают примерно параллельно соответствующей ей горизонтали. Вычитание производится также и из значений высот отдельных вершин. Разность подписывается рядом с оцифровкой вершины. Вычитание изобазит из горизонталей наглядно видно на рис. 15.

Необходимо различать фоновый и локальный остаточный рельеф. Фоновым остаточным рельефом следует называть объем горных пород, лежащий между гипсометрической и базисной поверхностями, имеющий меньшую мощность, чем принятое сечение изогипсопахит. Фоновый остаточный рельеф занимает всю территорию и прерывается лишь долинами. Локальным остаточным рельефом следует называть небольшие объемы остаточного рельефа, которые возвышаются над фоновым

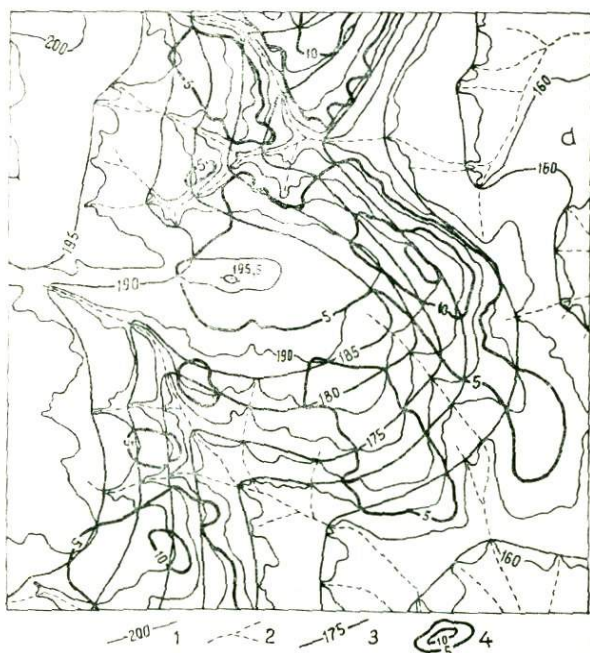


Рис. 15. Карта остаточного рельефа, построенная по долинам 2-го и более высоких порядков:  
 1 — горизонталь и ее высота; 2 — тальвег долины;  
 3 — изобазита и ее высота; 4 — изогипсопахита и ее относительная высота (мощность)

и оконтуриваются замкнутыми изогипсопахитами. Разделение остаточного рельефа на фоновый и локальный зависит от степени расчлененности местности, а также от принятого сечения горизонталей на исходной топографической карте и изобазит — на карте базисной поверхности.

Локальный остаточный рельеф разделяется на явный и скрытый. Местоположение явного остаточного рельефа совпадает с холмами и отдельными вершинами, изображенными на топографических картах замкнутыми горизонталями. Скрытый остаточный рельеф не выражается на топографических картах и выявляется в результате вычитания базисной поверхности из гипсометрической. Скрытый остаточный рельеф располагается на водоразделах, оконтуривая явный остаточный рельеф. Часто он возникает на водораздельных склонах или водоразделах, независимо от положения явного остаточного рельефа.

Относительные высоты явного остаточного рельефа отсчитываются от горизонтальной поверхности, а скрытого — от наклонной базисной поверхности. Эти высоты получаются в результате вычитания поверхностей, имеющих различные радиусы кривизны. Относительную высоту скрытого остаточного рельефа лучше называть мощностью, или толщиной, так как эти высоты непосредственно в рельефе не видны, но представляют собой слой горных пород, лежащий между гипсометрической и базисной поверхностями.

При вычитании базисных поверхностей 3-го, 4-го или более высокого порядка из гипсометрической поверхности значение фонового остаточного рельефа значительно уменьшается, а площади и относительные высоты (мощности) локального рельефа резко возрастают. Скрытый остаточный рельеф на картах 3-го и более высоких порядков часто образует, на фоне слабо изогнутых или даже прямолинейных изобазит, замкнутые контуры довольно значительной относительной высоты (мощности).

Интересную классификацию остаточного рельефа предложил А. Н. Ласточкин (1967).

А. М. Берлянт и Л. Ф. Литвин (1964) рассматривают карту остаточного рельефа как карту, характеризующую вертикальную расчлененность рельефа. Чем больше остаточные высоты, тем больше расчлененность рельефа. Карты остаточного рельефа данные исследователи называют картами локального гипсометрического поля. Это в основном верно, но следует учитывать, что объем локального остаточного рельефа, т. е. его

площадь и относительная высота, зависит от его порядка, точнее — от порядка базисной поверхности, а также от масштаба исходной карты и величины сечения рельефа горизонталями. Исследования показывают, что локальный остаточный рельеф часто связан с отрицательными аномалиями Буге или со вторыми производными силы тяжести.

Методика построения карты остаточного рельефа видна на рис. 15.

На основе карты явного остаточного рельефа можно строить карты холмистости и западинности (А. И. Спиридонов, 1952), а также заозеренности (А. М. Берлянт, 1967).

### **Карты вершинных поверхностей**

Вершинной поверхностью следует называть сложную поверхность, проходящую через водораздельные линии — ее остов.

Для построения карты вершинной поверхности поступают следующим образом: на топографическую основу переносят с карты порядков долин и водораздельных линий соответствующие линии и подписывают их порядок подобно тому, как это делают при построении карт базисных поверхностей. На водораздельных линиях точки пересечения их с горизонталями отмечают перпендикулярными черточками и одновысотные точки верхнего базиса денудации, или изогипсобазиты, соединяют плавными изолиниями по правилам, указанным для проведения изобазит. Изогипсобазиты оцифровывают, подписывая их высоты по правилам, установленным для оцифровки горизонталей.

Карты вершинной поверхности следует строить с учетом порядка водораздельных линий. Поэтому (по аналогии с картами базисных поверхностей) можно составить карты вершинной поверхности 2-го, 3-го, 4-го и более высоких порядков.

Полученная таким образом вершинная поверхность лежит выше поверхности современного рельефа, касаясь только водораздельных линий соответствующих порядков. Необходимо отметить, что водораздельные линии более младших порядков, чем порядок вершинной поверхности, расположены ниже данной поверхности.

Контуры холмов и отдельных возвышенностей, изображенных замкнутыми горизонталями, входят в вершинную поверхность как наиболее высокие ее участки. Они оконтуриваются

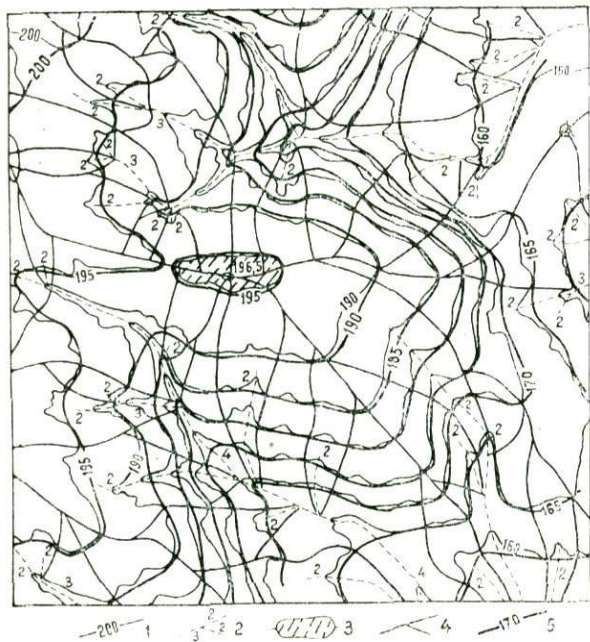


Рис. 16. Карта вершинной поверхности, построенная по зависимой системе:

1 — горизонталь и ее высота; 2 — тальвег долины 2-го и более высокого порядков; 3 — явный остаточный рельеф; 4 — водораздельная линия бассейнов долин 2-го порядка; 5 — изогипсобазита и ее высота

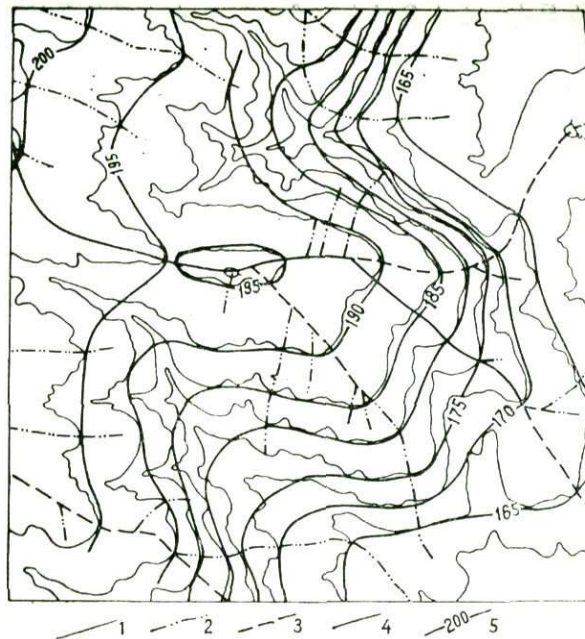


Рис. 17. Карта вершинной поверхности, построенная по дихотомической системе:

1 — горизонталь, 2 — водораздельная линия 3-го порядка; 3 — водораздельная линия 4-го порядка; 4 — водораздельная линия 5-го порядка; 5 — изогипсобазита 3-го порядка и ее высота

обобщенной изогипсобазитой, объединяющей места пересечения водораздельной линии с горизонталью, без учета изгибов последней. Замкнутые понижения на водоразделах также входят в вершинную поверхность.

Формы и высоты вершинных поверхностей зависят от порядка водораздельных линий, по которым они строятся. Вершинные поверхности высших порядков резко отличаются по форме и высоте от вершинных поверхностей низших порядков.

Методика построения карты вершинной поверхности показана на рис. 16 и 17.

На основе карт вершинных поверхностей можно составлять карты углов наклона вершинной поверхности.

### **Карты локального размыва**

Карты локального размыва строят путем вычитания горизонталей гипсометрической поверхности из изогипсобазит вершинной поверхности по правилам, описанным для построения остаточного рельефа. В результате вычитания оконтуриваются участки размыва, в пределах которых были удалены горные породы за время формирования рельефа рассматриваемого района. Карту размыва необходимо совмещать с картой вершинной поверхности соответствующего порядка.

Следует различать фоновый и локальный размыв. Фоновый размыв представляет собой объем горных пород, который расположен между вершинной и гипсометрической поверхностями и имеет меньшие относительные глубины, чем принятое сечение горизонталей на исходной топографической карте и изогипсобазит на карте вершинной поверхности. Фоновый размыв представляет собой почти сплошную поверхность, прерываемую лишь водораздельными линиями, возникшую в результате плоскостного смыва, идущего от водораздельных линий в сторону долин. Локальный размыв расположен по долинам и занимает небольшие участки, оконтуренные замкнутыми изоэрозитами — линиями равных глубин эрозии. Разделение размыва на фоновый и локальный зависит от горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа, а также от принятого сечения горизонталей и изогипсобазит.

При вычитании гипсометрической поверхности из вершинной более высокого порядка, чем 2-й, площади фонового размыва сокращаются, а глубина и площадь локального размыва значительно возрастает.

Образец совмещенной карты вершинной поверхности и размыва приведен на прилагаемом рис. 18.

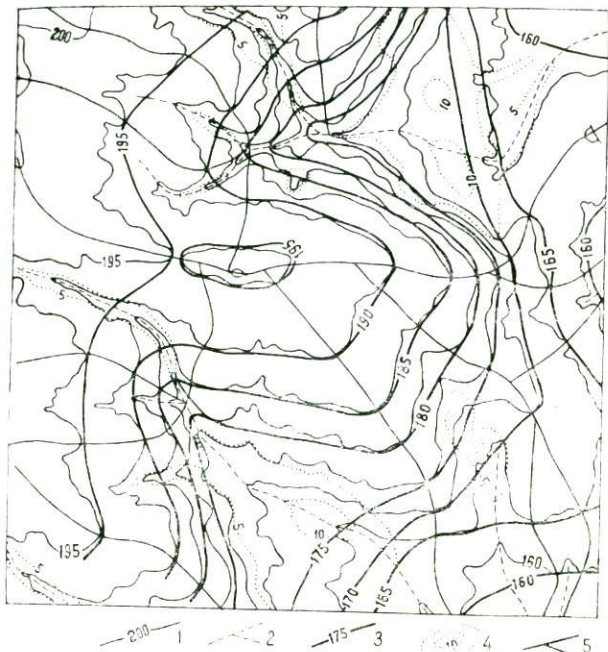


Рис. 18. Карта вершинной поверхности и локального размыва 3-го порядка:

1 — горизонталь и ее высота; 2 — тальвег долины 3-го и более высокого порядков; 3 — изогипсозабита 3-го порядка и ее высота; 4 — локальный размыв 3-го порядка и его глубина; 5 — водораздельная линия бассейнов долин 3-го порядка

### Карты разностных поверхностей

Помимо карт базисных и вершинных поверхностей, остаточного рельефа и размыва, для выявления новейших и современных движений земной коры, а также структур, образующихся в результате этих движений, строят карты разностных поверхностей. Можно составить ряд таких карт, образующих единое семейство. Следует различать разностные базисные, вершинные и вершинно-базисные поверхности разного порядка.

Разностные базисные поверхности строят путем графиче-

ского вычитания базисной поверхности высшего (3-го, 4-го и т. д.) порядка из поверхности низшего (2-го, 3-го и т. д.) порядка. Так, вычитая базисную поверхность 3-го порядка из базисной поверхности 2-го порядка, получают разностную базисную поверхность 2-го порядка. Вычитая соответственно поверхность 4-го порядка из 3-го, получают разностную базисную поверхность 3-го порядка и т. д..

Разностные вершинные поверхности образуются путем графического вычитания вершинной поверхности низшего (2-го, 3-го и т. д.) из вершинной поверхности высшего (3-го, 4-го и т. д.) порядка. В результате такого вычитания можно иметь соответственно разностные вершинные поверхности 2-го, 3-го, 4-го и т. д. порядков.

Вычитая базисные поверхности из вершинных соответствующего порядка, можно получить разностные вершинно-базисные поверхности 2-го, 3-го, 4-го и более высоких порядков. При вычитании базисной поверхности из вершинной следует учитывать высоты холмов.

Указанные поверхности удобно составлять следующим образом: на восковку или другую прозрачную бумагу копируют черным цветом изобазиты, изображенные на карте базисной поверхности  $n$ -го порядка. Затем коричневым цветом наносят изобазиты, снимаемые с карты базисной поверхности  $n+1$ -го порядка. Пользуясь правилом графического вычитания, описанного выше, вычерчивают синим цветом изолинии разностной поверхности. Точно так же поступают и при поставлении других видов карт разностных поверхностей.

Вычитание одного вида поверхности из другого методом наложения не всегда возможно. Иногда изобазиты и изогипсобазиты одного и того же порядка идут почти параллельно, не пересекая друг друга. В этих случаях вычитание необходимо выполнить методом профилей. Частота проведения профилей должна обеспечить необходимую точность. В случае рельефа с малыми относительными высотами расстояния между профилями не должны превышать 2 сантиметров на карте.

А. М. Берлянт (1967) для большей наглядности предлагает строить карты разности не между смежными порядками, а через один порядок. Предложение А. М. Берлянта следует широко использовать при изучении новейших движений земной коры.

Образец карты разности между вершинной и базисной поверхности 3-го порядка приведен на рис. 19.

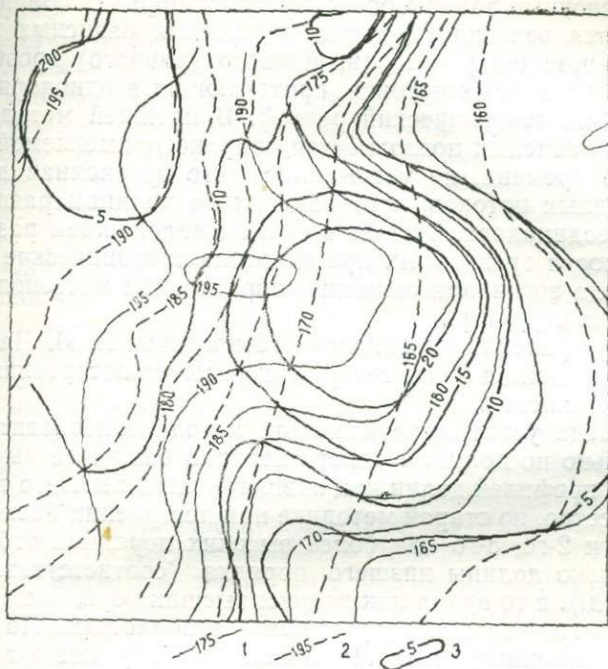


Рис. 19. Карта разности между вершинной и базисной поверхностями 3-го порядка:  
 1 — изогипсобазита 3-го порядка; 2 — изобазита 3-го порядка; 3 — линия равных разностей.

### Карты монобазисных и моновершинных поверхностей

А. Н. Ласточкин (1965) указал, что правило построения базисных поверхностей, предложенное нами (В. П. Филосов, 1960а), находится в некотором противоречии с их физической и геоморфологической сущностью. Считается, что базисные поверхности строятся по одному порядку долин, в то время как изобазиты (вслед за горизонталями) пересекают

многочисленные долины более высокого порядка. Ввиду этого нарушается основной принцип построения базисных поверхностей — принцип учета однозначного (равного) эрозионного воздействия водных потоков, протекающих в однопорядковых долинах, на тектонический рельеф. В прежней методике построения базисных поверхностей, широко применяемой до настоящего времени, не учитывалось, что эрозионная деятельность водных потоков, протекающих по долинам разного порядка, неодинакова. Отсюда в связи с наложением различных по мощности эрозионных процессов на тектонические движения иногда возникали ошибки в определении местоположения локальных структур.

Для устранения указанного противоречия А. Н. Ласточкин (1965) предложил более совершенный метод построения базисных поверхностей.

Согласно усовершенствованной методике изобазиты строятся только по долинам одного порядка без учета высот продольных профилей долин как низшего, так и высшего порядка. Как известно, по старой методике при построении базисной поверхности 2-го, 3-го или более высоких порядков отбрасывались только долины низшего порядка (соответственно 1-го, 2-го и т. д.), в то время как долины высших порядков (соответственно 3-го, 4-го и т. д.) учитывались полностью. По методике, предложенной А. Н. Ласточкиным, отбрасывают долины как низших, так и высших порядков, а построение ведется по долинам одного порядка, соответственно по долинам 2-го или 3-го и т. д. порядков.

При такой методике изобазиты соединяют ближайшие точки пересечения одноименных горизонталей только с однопорядковыми долинами. При пересечении долин более высокого порядка изобазиты часто проводятся «по воздуху». Поэтому не следует смущаться тем обстоятельством, что изобазиты выходят за пределы рельефа земной поверхности. Изобазиты «висят в воздухе» только там, где объемы горных пород размывы в результате эрозионной деятельности водных потоков, протекающих по долинам более высокого порядка.

Базисные поверхности, построенные по описанной методике, следует называть «монобазисными», в отличие от «полибазисных» поверхностей, построенных по старой методике. Изолинии, соединяющие пересечения однопорядковых долин с горизонталями, следует называть моноизобазитами.

При вычитании монобазисных поверхностей из гипсометри-

ческой возникают не только положительные, но и отрицательные разности. Положительные разности, или «палеоразмыв», необходимо отличить от размыва, выявленного при вычитании гипсометрической поверхности из вершинной. Можно высказать гипотезу, что «палеоразмыв» указывает на размыв, который имел место до возникновения долин данного порядка, по которому построена базисная поверхность. Палеоразмыв на картах базисных поверхностей закрашивается в различные оттенки голубого цвета по гипсометрической шкале.

Аналогично монобазисным поверхностям строятся и моновершинные поверхности. В этом случае изогипсобазиты проводятся только по водораздельным линиям соответствующего порядка без учета водораздельных линий как низшего, так и высшего порядка. При таком построении изогипсобазиты находятся выше водоразделов низшего порядка, т. е. «в воздухе», но ниже водоразделов высшего порядка. Ввиду этого при вычитании гипсометрической поверхности из моновершинной возникают как отрицательные, так и положительные разности. Отрицательные разности указывают на размыв, который в данном случае следует называть «моноразмыв» соответствующего порядка. Положительные разности, по-видимому, указывают на «палеостаточный» рельеф, сформировавшийся до возникновения водораздельных линий, по которым построена данная вершинная поверхность. Изолинии, соединяющие пересечения однопорядковых водораздельных линий с горизонталями, носят название моноизогипсобазит.

При вычитании монобазисной поверхности из моновершинной получается моноразностная вершинно-базисная поверхность данного порядка. Необходимо отметить, что моноразности всегда меньше, чем «полиразности», получаемые при вычитании «полибазисной» поверхности из «поливершинной». Моноразностные вершинно-базисные поверхности, по-видимому, гораздо точнее отражают амплитуду новейших (молодых, современных) движений земной коры, чем полиразностные вершинно-базисные поверхности.

Набор морфометрических карт 2, 3, 4-го и более высоких порядков, построенных по описанной методике, позволяет получить обширную информацию, используемую при тектонической интерпретации, точность которой значительно повышается. Следует отметить, что чем выше порядок долин и водораздельных линий, используемых для построения «полибазисных» и «монобазисных», «поливершинных» и «моновершинных» по-

верхностей, тем меньше между ними различий. Необходимо указать, что ввиду уменьшения количества долин (и водораздельных линий) точность построения карт монобазисных и моновёршинных поверхностей ниже, чем точность карт полибазисных и поливёршинных поверхностей.

На основании карт монобазисных и моновёршинных поверхностей можно строить карты углов наклона указанных поверхностей соответствующих порядков.

### Карта асимметрии форм рельефа

Данная карта строится на основе карты порядков долин и водораздельных линий, на которой показаны виды долин (ложбины стока, овраги, балки и другие сухие долины), а также их порядки и разделяющие их водоразделы.

По топографической или гипсометрической карте определяют высоту и крутизну берегов долин. Следует различать симметричные и асимметричные долины. Симметричными долинами называют такие долины, у которых оба берега являются соизмеримыми (т. е. имеют одинаковые высоты и равные углы склонов). Такие долины или участки долин встречаются редко и обычно относятся к долинам 1-го и 2-го порядков. Но даже у таких долин, у которых оба склона по своим очертаниям в общем одинаковы, поперечные профили могут быть на отдельных участках асимметричными из-за неодинакового подмыва правого и левого склонов излучинами русла. Асимметричными долинами или их участками следует считать долины, у которых берега имеют разную высоту и разные углы склонов. Поэтому следует различать склоновую и высотную асимметрию долин. У долин низших порядков чаще всего наблюдается склоновая, а у долин высших порядков — высотная асимметрия, которая часто сочетается со склоновой. Такую асимметрию следует считать общей, а первые два вида — частной асимметрией.

Асимметричные долины и их участки обычно хорошо заметны на топографических картах не только крупного, но и среднего масштаба. При этом чем крупнее масштаб карты, тем меньше сечение горизонталей, тем точнее и ярче выражена асимметрия долин, в том числе и низших порядков. Асимметрия долин всегда выражается в несходстве профилей противоположных склонов, особенно ярко — у долин высших порядков, имеющих террасы.

На карту наносят асимметричные участки долин. Каждый вид асимметрии изображают специальным линейным условным знаком: склоновую — зелеными точками, расположенными вдоль крутого берега, высотную — зеленым пунктиром, наносимым вдоль высокого берега, общую высотно-склоновую — чередованием пунктира с точками.

Помимо асимметрии долин, различают асимметрию междуречий или водоразделов, а также асимметрию бассейнов и речных (долинных) систем.

Различают междуречья симметричные и асимметричные. Первые имеют равные углы склонов и равную ширину по обе стороны от водораздельной линии. Асимметричные междуречья (водоразделы) имеют разные углы склонов и разную ширину по обе стороны от водораздельной линии. Следует различать склоновую (крутой, пологий склон) и планоую (широкий, узкий склон) асимметрию междуречий (водоразделов). Водораздельные линии наносят на карту красным цветом. Эти линии ограничивают бассейн реки или водосбор, в пределах которого поверхностный сток идет в данную долину.

Асимметричные междуречья (водоразделы) обычно образуют и асимметричные бассейны (водосборы), в пределах которых долина приближена к одной из водораздельных линий и удалена от другой. Асимметрия бассейна обычно совпадает с асимметрией речной (долинной) сети. Следует указать, что симметричные междуречья (водоразделы) и бассейны наблюдаются только у долин 1-го и 2-го порядков. Начиная с 3-го порядка долин, асимметрия бассейна уже выражена в той или иной степени.

Совокупность асимметрии долин, междуречий, речных систем и бассейнов образует асимметрию рельефа. Полной асимметрией называется одновременное наличие всех видов асимметрии. Полная асимметрия в свою очередь распадается на согласованную и несогласованную. Согласованной асимметрией следует называть совпадение асимметрии долины с асимметрией междуречья и речной системы. Несогласованной асимметрией можно назвать несовпадение асимметрии долины с асимметрией междуречья (водораздела) и бассейна (речной системы). Неполной асимметрией рельефа следует считать наличие только некоторых видов асимметрии, например асимметрии долин при отсутствии асимметрии междуречий и наоборот. Неполная асимметрия обычно наблюдается в бассейнах малых порядков (рис. 20).

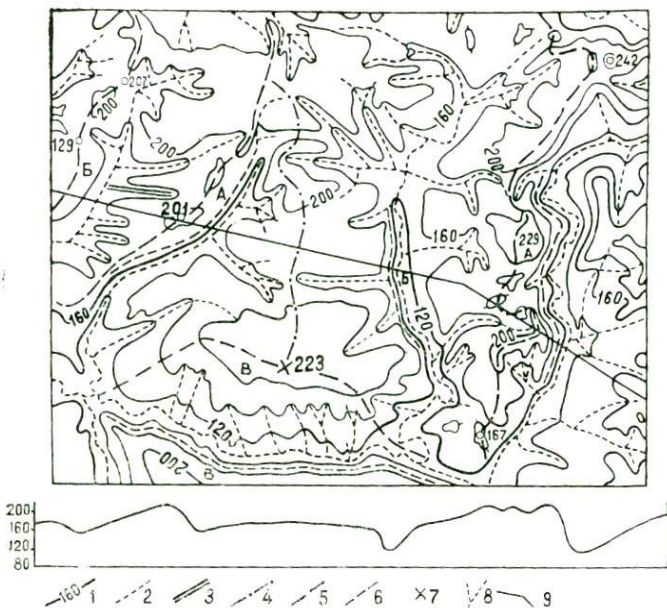


Рис. 20. Асимметрические формы рельефа:  
 1 — горизонталь; 2 — тальвег долины; 3 — симметричная долина; 4 — симметричный водораздел; 5 — асимметричный водораздел; 6 — крутой высокий склон долины; 7 — водораздельный узел; 8 — гидрографический узел; 9 — линия профиля. А — согласованная асимметрия; В — несогласованная асимметрия; В — неполная асимметрия

### Карты гониобазит и гониогипсобазит

Данные карты служат для выявления разрывных тектонических нарушений по речным долинам.

Для построения данной карты поступают следующим образом (В. П. Философов, Ю. В. Черняев, 1963): поднимают все речные долины и определяют их порядок. При этом за речную долину 1-го порядка принимают долину, в которой имеется постоянный водоток и в которую не впадает другая речная долина, за исключением суходолов, т. е. балок, оврагов, ложбин стока. Речная долина 2-го порядка возникает от слияния двух речных долин 1-го порядка. Речная долина 3-го порядка образуется после слияния двух речных долин 2-го порядка и т. д.

Порядок речных долин подписывают по указанному выше правилу. После этого находят точки пересечения русла реки одно-высотными горизонталями и соединяют эти точки по линейке прямыми линиями, которые называются гониобазитами.

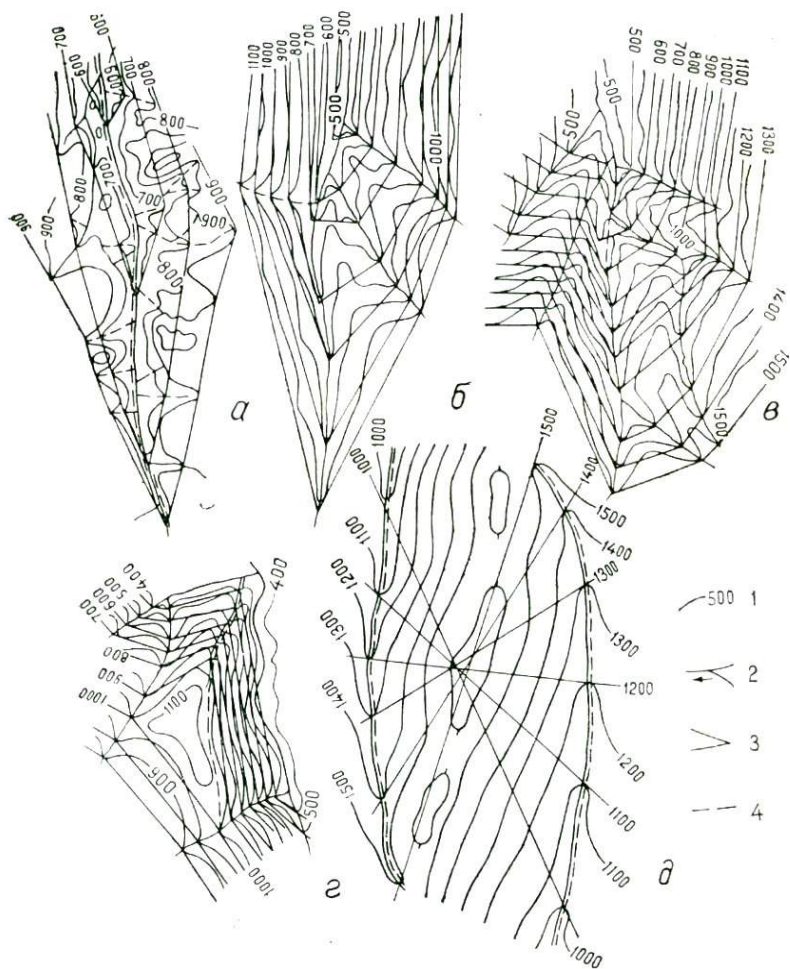


Рис. 21. Взаимосвязь разломов с рисунком гониобазит:  
 1 — горизонт; 2 — тальег долины; 3 — гониобазита; 4 — линия предполагаемых разрывных нарушений

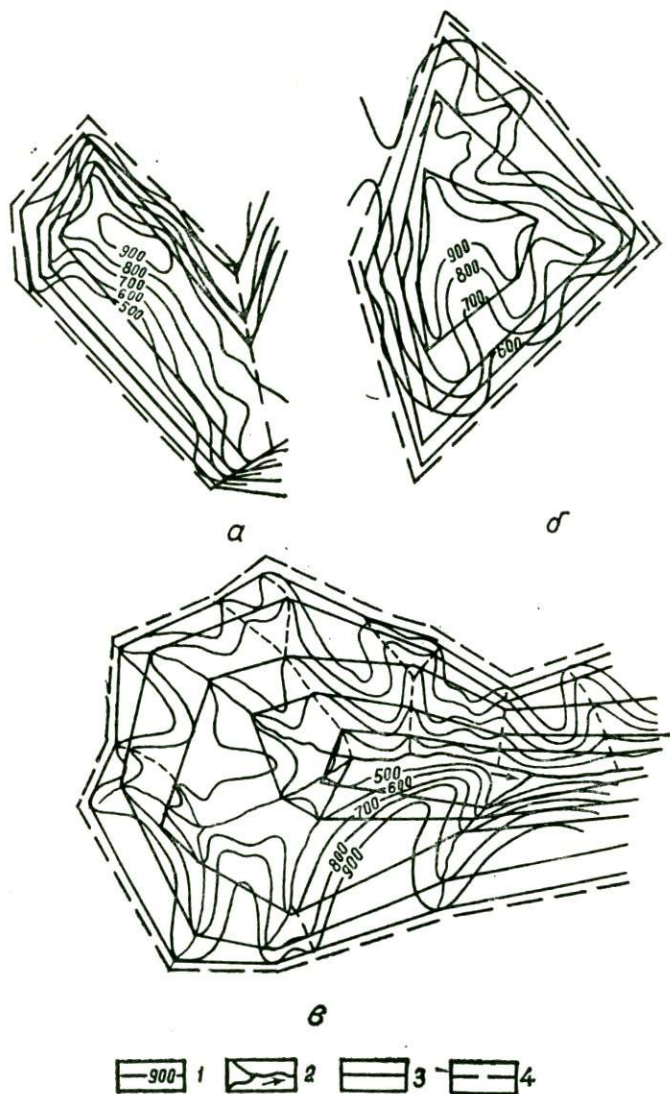


Рис. 22. Тектонические блоки, выделенные по рисунку гониобазит:  
 1 — горизонталь; 2 — тальвег долины; 3 — гониогипсобазита и гониобазита; 4 — предполагаемая граница блоков

Гониобазиты нельзя смешивать с изобазитами, так как они качественно отличаются от последних. Гониобазиты представляют собой ломаные линии, которые могут не только касаться, но даже пересекаться друг с другом; они могут быть «воздушными», т. е. пересекать горизонтали, оконтуривающие меньшие по высоте участки.

Аналогично картам гониобазит строят карты гониогипсобазит, используя для этой цели вместо долин водораздельные линии, ограничивающие речные бассейны. Места пересечения водораздельных линий одновысотными горизонталями соединяют прямыми линиями, или гониогипсобазитами. Гониогипсобазиты имеют те же свойства, что и гониобазиты.

Карты гониобазит и гониогипсобазит чертят с учетом порядка речных долин и соответствующих водораздельных линий. Следует составлять карты 2-го, 3-го, 4-го и более высоких порядков. При этом нужно принимать во внимание отдельные холмы и горные вершины.

О картах гониобазит и гониогипсобазит дают представление прилагаемые рис. 21, 22.

### Краткие выводы

1. Карты базисных поверхностей и остаточного рельефа, а также вершинных поверхностей и размыва следует относить к статическим картам. По этим картам можно изучать статические связи, существующие между морфометрическими поверхностями рельефа и тектоническими структурами, без учета их развития.

2. Карты разностных поверхностей принадлежат к динамическим. С их помощью рельеф можно изучать в процессе развития, а также устанавливать связи рельефа с движениями земной коры и с другими процессами развития рельефа.

3. Базисные и вершинные поверхности и разности всех видов являются скалярными полями. Производные от базисных и вершинных поверхностей, углы склонов и градиенты представляют собой векторные поля.

4. Карта асимметрии форм рельефа, а также карты гониобазит и гониогипсобазит называются специальными морфометрическими картами, предназначенными для решения частных геолого-геоморфологических задач.

### Интерпретация морфометрических карт

---

#### Общие положения

Наиболее трудным и ответственным этапом морфометрических исследований является геологическая интерпретация морфометрических карт. Для успешного решения этой задачи необходимо установить, какие особенности геологического строения и физико-географических условий исследуемого района определяют наличие и характер выявленных морфометрических показателей и как эти последние связаны с пликативными и разрывными формами залегания горных пород, а также с направлением и интенсивностью новейших и современных тектонических движений.

Следует указать, что чем сложнее геологическое строение района, тем обычно сложнее формы рельефа, а следовательно, — и формы базисных и вершинных поверхностей, остаточного рельефа и локального размыва, а также разностных поверхностей. Наиболее сложный рисунок имеют морфометрические карты горно-складчатых областей. Менее сложный рисунок характерен для равнинно-платформенных областей.

Сравнительно легко интерпретируются морфометрические показатели для денудационных равнин, расчлененных долинами. В условиях аккумулятивных равнин, слабо изрезанных долинами, а также широких речных пойм с небольшими относительными высотами морфометрические показатели обычно бывают маловыразительными. В этом случае выявление тектонических структур затруднительно. Для указанных территорий, имеющих слабо или мелко расчлененный рельеф, не выражающийся на картах с сечением рельефа горизонталями через 20 или 10 м, следует использовать карты с более малым сечением.

При морфометрическом анализе значительных территорий, особенно вытянутых с севера на юг, следует учитывать физико-географические особенности местности. Интерпретация морфометрических карт тундровых, таежных, лесостепных, степных, пустынных, болотистых, песчаных и других ландшафтов имеют различия, которые сказываются в некоторых специфических особенностях. На это впервые обратил внимание А. Н. Ласточкин (1967). Имеются также различия при анализе морфометрических карт горно-складчатых и равнинно-складчатых (пенепленизированных) областей, а также плато- и равнинно-платформенных территорий. Исследователь должен творчески индивидуально подходить к территориям с различными геологическими и физико-географическими условиями. Необходим комплексный учет всех особенностей данных районов.

Для выявления поднятий, впадин, прогибов и антиклинальных складок хорошие результаты дают карты базисных поверхностей и остаточного рельефа 2, 3, 4-го и более высоких порядков, а также карты вершинных поверхностей и размыва тех же порядков. При установлении регионального падения пород используют карту асимметрии форм рельефа. Для обнаружения новейших и современных движений земной коры применяют карты разности между вершинными и базисными поверхностями одного и того же порядка, разности между вершинными и разности между базисными поверхностями смежных порядков.

Опыт применения морфометрического метода с целью выявления тектоники в складчатых областях пока еще незначителен и поэтому слабо разработан. Ниже излагается методика интерпретации морфометрических показателей в основном для равнинно-платформенных областей и лишь частично — для складчатых.

Для хорошо расчлененных платформенных равнин, сложенных осадочными породами, можно дать достаточно определенное геологическое истолкование результатов морфометрических исследований и тем самым более обоснованно выбрать участки для постановки поисково-разведочных, геофизических или буровых работ. Наиболее достоверные данные о тектонике района получают при совместном анализе всех видов морфометрических карт. Интерпретацию следует выполнять одновременно для большего числа карт на значительной площади (в противном случае она не может дать точных результатов).

Интерпретацию карт необходимо начинать с геологически и геофизически хорошо изученных участков, постепенно переходя на плохо или совсем неизученные площади. При этом следует учитывать различия в морфометрических показателях для тектонических структур разного возраста, происхождения и стадии развития.

Ниже рассматривается геологическая интерпретация морфометрических карт применительно к выявлению различных видов платформенных структур. Выявление новейших движений по картам разностных поверхностей изложено в VI главе.

### **Карты порядков долин и водораздельных линий**

Анализируя порядок долин и водораздельных линий в сочетании с их плановым положением, можно судить о тектонике местности. Участкам тектонических поднятий свойствен быстрый переход ложбин стока в овраги и балки, а затем в реки. Местами долинная сеть непосредственно начинается с оврагов. Переход долин низших порядков в более высокие происходит весьма быстро на сравнительно коротком расстоянии. Поднимающимся участкам соответствует большая густота эрозионной сети, центробежный или радиальный план долинной сети, спрямленные участки долин, относительное уменьшение ширины долин высших порядков, наличие глубоковрезанных долин с крутыми угловатыми поворотами меандр и т. д.

В пределах тектонических впадин нарастание порядков долин идет медленно при относительном увеличении их длины. Наблюдаются ложбины стока не только 1-го и 2-го, но даже 3-го и более высоких порядков. Ложбины стока переходят в балки, а не в овраги. Реки начинаются с более старших порядков долин, чем в пределах тектонических поднятий. Нарастание порядка долин происходит медленно, а длина однопорядковых долин значительно увеличивается. Участкам тектонических опусканий соответствуют слаборазвитая и редкая эрозионная сеть, преобладание долин высоких порядков, центростремительный характер эрозионной сети, увеличение ширины долин высоких порядков, наличие «свободных» меандр и т. д.

В. Я. Гвин (1963) для юго-восточной Удмуртии построил карты длин рек 2-го и 3-го порядка, на которых нашли отображение известные структурные зоны и наметились новые, обычно хорошо совпадающие с геофизическими данными. На кар-

те длин рек 2-го порядка можно заметить возможные локальные структуры, из которых многие «совпадают с известными структурами или с поднятиями, выделяемыми по карте изобазит» (стр. 75). В. Я. Гвин (1965) использовал также карты длин долин одного порядка для прогнозирования тектонических структур в северных районах Волго-Уральской нефтеносной области.

В. П. Философов, С. В. Денисов (1963) показали на большом фактическом материале, что длина долин, как правило, возрастает с увеличением порядка, но зависимость между длиной и порядком не линейна и различна для различных геоструктурных элементов земной коры. Скорость нарастания порядков долин в горно-складчатых областях особенно большая, она уменьшается в равнинно-платформенных (особенно в активно прогибающихся зонах новейшей аккумуляции). Долины одного и того же порядка в горно-складчатых областях имеют меньшие длины, чем на равнинах.

А. П. Дедков (1967) и В. П. Философов, В. Ф. Филатов (1967) показали, что в условиях северной части Приволжской возвышенности и Саратовского Заволжья порядок долин связан с их геологическим возрастом. С большей степенью уверенности можно говорить об этой закономерности в отношении долин низших порядков, принимая во внимание близкие скорости эрозии на однородной по физико-географическим характеристикам территории (А. Н. Ласточкин, 1967). С. С. Четвертков (1967) выявил связь порядков долин с количеством террас в бассейнах рек Амазар и Гербы Читинской области, А. Т. Юдин и Р. И. Денисов (1967) — в Центральных Кызылкумах в пределах предгорной равнины, расположенной к югу от хребта Мурунтау.

Необходимо отметить, что прямая зависимость порядков долин с возрастом и количеством террас наблюдается лишь в районах спокойного развития гидросети. Там, где имели место перехваты и перестройка плана гидрографической сети, указанные связи нарушены. Сопоставление порядков долин с результатами полевых геолого-геоморфологических и геофизических наблюдений поможет уточнить участки древних перехватов и перестройки речной сети и выяснить историю развития рельефа.

Карту порядков долин и водораздельных линий следует использовать для анализа спрямленных участков гидросети и форм рельефа с целью выявления зон трещиноватости и разрывных нарушений (И. Г. Гольбрайх и др., 1968). Карту по-

рядков долин необходимо применять при изучении рисунка речной сети, форм долинных систем, частоты развития притоков, углов слияния однопорядковых долин (Н. А. Граменицкая, 1964, 1967).

Указанный метод позволяет выявлять лишь неотектонические районы без точного оконтуривания границ. Движения небольших участков земной коры этим приемом не выявляются. По мнению А. М. Берлянта и Л. Ф. Литвина (1964), карта порядков долин «удачно отражает степень горизонтальной расчлененности рельефа в связи с новейшими тектоническими движениями» (стр. 31).

### **Интерпретация морфометрических карт в целях выявления региональных структур**

Для выявления региональных структур используют карты: 1) порядков долин и водораздельных линий, 2) асимметрии форм рельефа, 3) базисных поверхностей и остаточного рельефа, 4) вершинных поверхностей и локального размыва разных порядков, в том числе и высших. Для выявления плановых очертаний глубоко погребенных региональных структур, приуроченных к фундаменту платформ, можно использовать карты разности между базисной поверхностью низшего порядка и базисной поверхностью высшего.

Базисная поверхность является обобщенной картиной продольных профилей долин и рек. Известно, что продольный профиль реки стремится к изопотенциальной поверхности, ввиду чего базисная поверхность, построенная по продольным профилям однопорядковых рек, представляет собой динамическое приближение к уровенной поверхности (А. Н. Ласточкин, 1967). Можно считать, что с возрастанием порядка долин приближение базисной поверхности к уровенной поверхности непрерывно увеличивается. Базисные поверхности очень высоких порядков наиболее близко приближаются по своей форме к уровенной поверхности и таким образом, по-видимому, отражают распределение масс в земной коре и в верхней мантии. Можно предполагать, что базисные поверхности разных порядков указывают распределение масс, расположенных в различных структурных этажах. При этом базисные поверхности низших порядков отражают преимущественно распределение масс в верхних структурных этажах, а базисные поверхности высших порядков — в нижних структурных этажах земной коры. По-видимому, более четкое отображение на картах базисных

поверхностей получают суммарные границы раздела плотностей горных пород.

Нами принимается, что базисные поверхности, построенные по долинам высших порядков, выражают алгебраическую сумму движений за большой промежуток времени неотектонического этапа, на них влияют преимущественно массы горных пород, слагающих более глубоко расположенные структурные этажи. Базисные поверхности низших порядков, отражая, по видимому, в основном движения за малый отрезок времени, испытывают главным образом влияние масс горных пород, слагающих верхние структурные этажи. Следует иметь в виду, что подразделение структурных этажей на верхние и нижние в данном случае является условным, под ним подразумевается главным образом различие в плотностях горных пород, а не стратиграфические границы.

Остаточный рельеф можно связать с тектоническими структурами. Площадь, мощность и объем скрытого остаточного рельефа увеличивается с возрастанием порядка базисной поверхности. Остаточным рельефом можно считать всю поверхность суши, расположенную выше уровня моря, в пределе — весь объем континентальной части земной коры, лежащей выше подошвы материкового склона. Остаточный рельеф, как правило, соответствует отрицательным гравитационным аномалиям, что особенно справедливо для горных пород. На платформах, в пределах положительных аномалий Буге, скрытый остаточный рельеф обычно приурочен к несколько пониженным значениям аномалии (Е. И. Вохмянина, С. А. Шихов, 1966; А. И. Шляуа, В. П. Философов, 1969). Остаточный рельеф, начиная от высших порядков и кончая низшими, по видимому, в значительной мере соответствует плотностным неоднородностям тектоносферы. Так, остаточный рельеф, отсчитанный от океанического дна, соответствует материковым типам земной коры, отсчитанный от уровня моря — неровностям материков и островов (отражая в данном случае состав и мощность земной коры под горноскладчатыми зонами и платформенными равнинами). Можно предположить, что остаточный рельеф, расположенный выше базисных поверхностей различных порядков, говорит о недостатке масс в земной коре. Остаточный рельеф низших порядков связан с пониженной плотностью горных пород, слагающих верхнюю часть земной коры, а остаточный рельеф высших порядков приурочен к районам с пониженной плотностью пород земной коры на большой глубине. Остаточный рельеф всегда служит областью сноса для

прилегающих к нему долин соответствующего порядка, являющихся областями эрозии и аккумуляции.

Стойкость пород к процессам площадной денудации сказывается лишь на формировании микроформ явного остаточного рельефа, почти не проявляясь в мезо- и макроформах рельефа (В. П. Философов, В. Н. Зайонц, Ю. В. Черняев, 1963) и не оказывая влияния на скрытый остаточный рельеф всех порядков. Наличие остаточного рельефа обычно обусловлено лишь структурными особенностями земной коры (А. Н. Ласточкин, 1967).

Следует отметить, что иногда при вычитании базисной поверхности из гипсометрической площади и высоты явного остаточного рельефа уменьшаются вплоть до полного исчезновения. Такое явление, по-видимому, связано с опусканием земной коры. При этом плотность земной коры увеличивается и явный остаточный рельеф опускается вместе со своим основанием, а его поверхность разрушается агентами денудации и эрозии. В результате совокупности указанных процессов объем явного остаточного рельефа резко уменьшается, что приводит к ликвидации холмов и выравниванию рельефа.

Карты базисных и вершинных поверхностей позволяют судить о наличии тех или иных тектонических структур, которые выражаются в особенностях рисунка и формах изобазит и изогипсобазит. Отражение тектонических структур в базисных и вершинных поверхностях происходит вследствие разности геопотенциалов на сводах антиклинальных складок и на их крыльях и периклиналях, переходящих в моноклинали или в мулды синклинальных структур. При этом чем больше градиент разности геопотенциалов, тем более четкое отражение эти структуры получают на картах базисных и вершинных поверхностей.

Высказанные положения основаны на следующей гипотезе. Порядок долин связан с их геологическим возрастом. Чем выше порядок, тем старше долина в однородных физико-географических и структурно-тектонических районах. При этом долины высших порядков имеют большую длину и наиболее глубоко врезаны в междуречные пространства. По-видимому, указанные долины приурочены к впадинам, разломам или же к тектонически ослабленным глубоким зонам земной коры. Тектонические движения, возникающие в глубоких частях земной коры, захватывают значительные территории и поэтому более четко проявляются на продольных профилях речных долин высшего порядка и соответствующих водораздельных линиях.

Напротив, долины низших порядков приурочены к сбросам и тектоническим трещинам, связанным с верхними структурными ярусами, и отражают их строение.

Равные гидрологические характеристики долин одного порядка при разновозрастности в пределах физико-географического района определяют их равное эрозионное воздействие на земную поверхность. Ввиду этого базисные поверхности, построенные по долинам одного порядка, в целом можно считать тектонически разновозрастными. Базисные поверхности, по-видимому, являются аналогами структурных поверхностей. Вершинные поверхности, построенные по водораздельным линиям одного порядка, также являются аналогами структурных поверхностей, отражающими суммарный эффект тектонических движений относительно уровня моря.

Примерное падение слоев можно определить по рисунку долинных систем в сочетании с рисунком изобазит и изогипсобазит. Так, параллельно расположенные долины со слабо развитыми боковыми притоками 1-го и 2-го порядков, впадающими под острым углом, и сравнительно большое заложение прямолинейных параллельных изобазит и изогипсобазит, а также отсутствие локального остаточного рельефа и локального размыва обычно указывают, что долины формировались по падению слоев. При этом угол падения слоев примерно равен уклону рек, точнее — уклону базисной поверхности. Указанное соотношение рисунка долинных систем и изобазит с падением слоев можно объяснить тем, что верхние водоносные горизонты, имея падение, согласное с уклоном рек, слабо дренируются ими. Вследствие этого отсутствуют благоприятные условия для развития долин.

В случае хорошо развитых притоков у параллельных долин и малого заложения прямолинейных изобазит и изогипсобазит, а также наличия относительно высокого локального остаточного рельефа и глубокого локального размыва, можно предполагать, что слои пород падают в противоположную уклону долин сторону. В этом случае денудация срезает наклонно залегающие пласты, а подземные воды вклиниваются по их восстанию. Ввиду этого создаются благоприятные условия для возникновения рек и питания их подземными водами.

При наличии параллельно расположенных долин с односторонне выраженной асимметрией склонов (например, правого или левого) и при относительно большом заложении изобазит можно предполагать, что долины расположены диагонально к

падению слоев, причем последние падают в сторону крутых склонов долин.

Наличие речной долины высокого порядка, имеющей притоки, которые впадают под прямым углом, образуя так называемую перистую (стволовую) систему, обычно указывает на линейную складку, по оси которой заложилась главная долина. Для синклинальной складки характерны большие расстояния между изобазитами, протягивающимися почти параллельно главной долине системы, а также отсутствие или слабое развитие локального остаточного рельефа. Для антисинклинальной складки типичны малые заложения изобазит и значительные массы локального остаточного рельефа. Для платформенных равнин чаще характерен первый случай.

На основании указанных данных на карту наносят примерное региональное падение пород. Затем по рисунку изобазит уточняют контуры структур второго порядка, а именно: валов, поднятий, флексур, впадин и прогибов, границы между которыми проводят согласно заложению изобазит. Для среднерасчлененных платформенных равнин уклон изобазит, превышающий примерно  $0^{\circ}20'$ , указывает на валы и флексуры, а меньший уклон — на впадины.

Границы между валами и впадинами уточняют по картам вершинной поверхности. Для валов характерны малые заложения изогипсобазит, а для тектонических впадин — относительно большие. Необходимо указать, что долины высших порядков почти всегда расположены вдоль тектонических прогибов. Опыт свидетельствует, что границы между тектоническими поднятиями и впадинами, определенные по картам базисных и вершинных поверхностей 2, 3, 4-го и более высоких порядков, не совпадают между собой, причем для 6-го и 7-го порядков это несовпадение является весьма значительным. При составлении схемы тектоники необходимо показывать все выявленные границы. Можно предполагать, что установленные таким путем границы соответствуют различным плотностным границам.

При анализе карт базисных и вершинных поверхностей и сравнении их со структурными или геологическими картами в ряде случаев устанавливают некоторое несовпадение границ тектонических областей и районов, выделяемых по морфометрическим картам, с границами, устанавливаемыми на основании геологических исследований. Этот факт говорит о том, что молодые и современные движения земной коры хотя и тесно связаны с тектоническими структурами, возникшими в те-

чение геологической истории земной коры, но не вполне точно совпадают с участками развития древних тектонических форм. Такое несовпадение молодых движений с тектоническими структурами, фиксируемыми геологической и структурной съемками, говорит о смещении поднятий во времени и в пространстве, что обнаружено в ряде мест при геологических работах. Это явление, по-видимому, возникает оттого, что морфометрические показатели зависят от интегрального влияния плотностей горных пород, а не от стратиграфических границ, по которым обычно строятся структурные карты.

Карты базисных и вершинных поверхностей дают возможность определять также характер соотношения рельефа с тектоникой. Как известно, различают прямой, обращенный и переходный рельеф. Прямой рельеф характеризуется совпадением водоразделов со сводами антиклинальных складок, а речных долин — с синклиналиями. В этих условиях изобазиты и изогипсобазиты сближаются на водораздельных пространствах. Наоборот, по речной долине изобазиты и изогипсобазиты имеют значительно большие заложения. Обращенный рельеф выражается в совпадении речных долин со сводами антиклиналей, а водораздельных пространств — с синклиналиями. В этом случае изобазиты и изогипсобазиты сгущаются на крутых склонах речных долин и разрежаются на водоразделах. Переходный рельеф занимает промежуточное положение. Сгущение изобазит и изогипсобазит приходится на водораздельные склоны, в то время как в пределах долин и водораздельных пространств заложения между изобазитами и изогипсобазитами возрастают. Указанные выше явления наблюдаются вследствие того, что сгущение изобазит и изогипсобазит соответствует крыльям антиклинальных поднятий или флексур.

На основании изучения данных морфометрического анализа Волго-Уральской нефтеносной области, а также других районов СССР можно сделать следующие выводы:

1. По картам базисных и вершинных поверхностей 2, 3, 4-го и более высоких порядков по величине заложения изобазит и изогипсобазит четко выделяются поднятия и разделяющие их впадины и прогибы. Заложения изобазит и изогипсобазит при сечении в 10 м в пределах поднятий колеблются от 200 м до 1000 м. В пределах впадин и прогибов эти заложения увеличиваются до нескольких километров.

2. Уклоны базисной и вершинной поверхности 2-го порядка в пределах тектонических поднятий колеблются от  $0^{\circ}20'$  до  $0^{\circ}30'$  и больше. Напротив, в синклиналиях впадинах, проги-

бах и на пологих моноклиналях уклоны базисной и вершинной поверхностей обычно менее  $0^{\circ}10'$  и даже  $0^{\circ}05'$ . Уклоны базисных и вершинных поверхностей 3-го и 4-го порядков, как правило, имеют те же величины или несколько уменьшаются в пределах тектонических поднятий и резко уменьшаются в пределах впадин.

3. Границы между валами и разделяющими их прогибами обычно бывают четкими, но встречаются и неясные. Границы, устанавливаемые по морфометрическим картам разных порядков, не всегда совпадают между собой, при этом расхождения между ними достигают нескольких километров.

4. Нечеткость границ между структурными элементами можно объяснить постепенным плавным превращением впадин в поднятия с малыми углами падения; наоборот, четкие границы, по-видимому, означают резкие границы между впадинами и поднятиями с большими углами падения, переходы в флексуорообразные изгибы, а может быть, и в разрывные нарушения.

5. Несовпадения границ между структурными элементами, устанавливаемыми по морфометрическим картам разных порядков, по-видимому, объясняются несовпадением плотностных границ на глубине. По картам базисных и вершинных поверхностей 2-го порядка устанавливаются интегральные поверхностные, а по картам высших порядков — глубинные раздели плотности. Это зависит от того, что долины и водораздельные линии более высоких порядков связаны с более глубоко залегающими разрывными нарушениями и отражают влияние глубоких масс.

Следует указать, что интерпретация карт базисных поверхностей, особенно низших порядков, может иногда сопровождаться некоторыми трудностями, так как аномалии продольного профиля долин могут быть вызваны, помимо тектонических причин, также различными физико-географическими факторами, влияющими на речной сток, а также степенью устойчивости горных пород, слагающих долину и особенно ее дно, к эрозионному истиранию и другими причинами. Во избежание ошибок при интерпретации морфометрических карт необходимо учитывать данные полевых геолого-геоморфологических наблюдений.

### **Выявление локальных структур**

Локальные антиклинальные и синклинальные складки встречаются, как на региональных тектонических поднятиях, так и в пределах впадин. В последних они обычно являются

погребенными, т. е. не выражающимися в геологическом строении поверхности.

Локальные тектонические структуры выявляются путем совместной интерпретации карт базисных поверхностей и остаточного рельефа, а также карт вершинных поверхностей и локального размыва 2-го, 3-го и иногда 4-го порядка. На картах более высоких порядков локальные структуры обычно не выявляются. Локальные антиклинальные складки устанавливаются по сгущенному рисунку изобазит и изогипсобазит, образующему форму полуэллипса, петли, подковы, дуги или близким к ним по форме фигур. Лишь в редких случаях сходный рисунок соответствует синклинальной складке. Последние на платформах встречаются относительно редко и обычно наблюдаются в пределах складчатых областей или в предгорных и межгорных впадинах.

В. Я. Гвин (1962, 1963), для выделения локальных структур по карте базисной поверхности среднего масштаба, использовал следующие признаки: 1) участки замкнутых изобазит повышенных значений; 2) участки так называемых структурных носов на карте изобазит; 3) участки раздувов между одноименными изобазитами. С указанными признаками выделения структур можно вполне согласиться, распространив их также и на карты вершинных поверхностей.

В настоящее время в результате выполненных морфометрических исследований в пределах Волго-Уральской нефтеносной области, на Северном Кавказе и других территориях Советского Союза можно выделить следующие группы локальных антиклинальных структур: 1) локальные антиклинальные структуры с прямым или переходным рельефом, расположенные в пределах новейших тектонических поднятий; 2) локальные структуры с обращенным рельефом; 3) локальные структуры с переходным рельефом, расположенные в пределах новейших тектонических впадин; 4) погребенные локальные структуры, расположенные в пределах аккумулятивных равнин.

Рассмотрим морфометрические признаки, характерные для первых трех выделенных групп.

1. Долины на крыльях и периклиналях антиклинальных структур имеют 1, 2, 3, 4-й и редко более высокие порядки. При обращенном рельефе долины расчленяют свод складок. Порядки долин быстро нарастают на общем фоне медленного увеличения порядков. Уклоны долин возрастают от менее  $0^{\circ}30'$  до  $4^{\circ}$  и более градусов. Наблюдается асимметрия долин как

склоновая, так и высотная. Водоразделы между долинами также имеют асимметричную форму. Углы склонов изменяются от  $0^{\circ}30'$  до  $3-5^{\circ}$  и более градусов.

2. Изобазиты и изогипсобазиты имеют петлеобразную, подковообразную или фестонобразную форму. Изогипсобазиты имеют сходный с изобазитами рисунок неправильных петель.

3. Явный локальный остаточный рельеф или холмы различного происхождения располагаются участками как на сводах, так и на периферии структур. У структур с обращенным рельефом явный остаточный рельеф наблюдается только на крыльях. Относительная высота рельефа колеблется от 25 до 90 и более метров. Наиболее высокий остаточный рельеф наблюдается вдоль возвышенных берегов долин старших порядков. Очень часто локальные положительные структуры бывают окаймлены формами остаточного рельефа весьма малых размеров. Поэтому необходимо выделять и анализировать остаточный рельеф, независимо от его плановых размеров и относительной высоты. Нередко небольшие участки его лежат в пределах тектонических седловин, помогая разграничивать двойные своды структуры.

4. Скрытый локальный остаточный рельеф обычно расположен кольцеобразно по периферии структуры, а на антиклинальных складках с прямым рельефом наблюдается также и на своде. На крыльях структур остаточный рельеф представлен участками, имеющими почти замкнутый контур, внутренняя сторона которого почти точно оконтуривает свод антиклинальной складки. Часто скрытый остаточный рельеф окружает холмы. Мощность его колеблется от 5 до 30 и более метров.

5. Локальный размыв наблюдается на крыльях и периклиналях, а у складок с обращенным рельефом — на сводах. Участки размыва представлены обычно узкими, линейно вытянутыми формами, расположенными в верховьях долин младших порядков и совершенно исчезающими в зонах новейших опусканий. Изредка участки размыва приурочены к средним частям долин, захватывая и склоны водоразделов.

Характерные признаки для четвертой группы локальных структур описаны в следующем параграфе.

Следует отметить, что локальные синклиналильные складки, расположенные между антиклинальными, имеют рисунок изобазит и изогипсобазит, похожий на рисунок, характерный для антиклинальных складок. Различия состоят лишь в нескольких больших заложениях между изобазитами и изогипсобазитами в пределах впадин относительно заложения их на локальных

антиклинальных складках. При этом остаточный рельеф и локальный размыв не образуют почти замкнутых контуров и развиты слабо. Следует указать, что в случае синклинальной складки на местности часто наблюдаются бессточные впадины или широкие пониженные пространства. Для различия синклинальных складок и антиклинальных требуется высокая точность морфометрических карт.

Радиальная форма расположения долин в сочетании со звездной формой водоразделов позволяет довольно точно оконтуривать антиклинальные складки. Примером этого может служить Коробковская структура Доно-Медведицких дислокаций Волгоградской области, расположенная почти в центре звездного водораздела, с которого во все стороны устремляются долины низших порядков.

С. И. Проходский (С. И. Проходский и др., 1964) указал еще один способ выделения локальных поднятий по базисной поверхности, когда изобазиты не меняют направления, но сближаются между собой. Такой рисунок изобазит приурочен к аномально крутым участкам продольных профилей параллельных долин, пересекающих поднятие. По такой форме изобазит были выделены Шелинская, Лозовеньковская и другие локальные антиклинальные структуры Днепровско-Донецкой впадины. Необходимо отметить, что Ш. Л. Эпштейн предложил аналогичный прием еще в 1960 г. По сгущению изобазит, приуроченных к параллельным долинам, им была выделена крупная Кулешовская структура, расположенная в Куйбышевской области. Данная структура не выделялась по форме подковообразного рисунка изобазит и остаточного рельефа.

Карты базисной поверхности позволяют заменять визуальное сопоставление продольных профилей долин более наглядным количественным анализом рисунка и величины заложения изобазит. Рисунок изобазит зависит от формы долинных систем соответствующих порядков и их планового сочетания, связанных с тектоническими структурами. Для локальных антиклинальных поднятий обычно характерны центробежный или радиальный план речной сети (К. И. Геренчук, 1960). Такой характер долинной сети определяет форму подковообразного или замкнутого рисунка изобазит. В долинах, пересекающих крылья и периклинали антиклинальных складок, возникают деформации продольных профилей, что выражается в сгущении изобазит.

С. И. Проходский (С. И. Проходский и др., 1964) указывает на следующие достоинства метода базисных поверхностей:

«1. Благодаря наличию порядков долин почти исключается возможность неправомерных сопоставлений профилей (долины низшего порядка при построении карт не учитываются).

2. Сопоставление профилей производится с плановой их привязкой, что позволяет в процессе анализа использовать ряд других геоморфологических показателей, например, морфографию. Известно, что рисунок гидросети в плане также отражает глубинную структуру (К. И. Геренчук, 1960).

3. Сравнительно небольшая трудоемкость метода.

4. Возможность сравнения глубины врезания рек относительно прилежащих водоразделов путем составления карты остаточного рельефа» (стр. 44).

Учитывая сказанное, а также падение пород, установленное по асимметрии форм рельефа и по рисунку долинных систем, изобазит и изогипсобазит, можно сравнительно точно оконтуривать локальные антиклинальные складки. Контуры выявленных структур наносят на морфометрические карты.

В. Я. Гвин (1962, 1963) указывает следующие шесть случаев совмещения поднятий, выявленных по морфометрическим картам, с локальными антиклинальными структурами, установленными тем или иным методом: «1) Почти полное совпадение центров поднятий; 2) смещение центров на величину менее одной четверти поперечника структуры; 3) смещение центров на величину более одной четверти, но менее половины поперечника структуры, когда центр морфометрического поднятия не выходит за контур структуры; 4) центр морфометрического поднятия выходит за контур структуры, но поднятия частично взаимно перекрываются; 5) морфометрическое поднятие располагается сбоку от структуры (максимальное расстояние между структурами менее одной четверти поперечника структуры); 6) вблизи геологической структуры нет морфометрического поднятия на расстоянии, равном одной четверти поперечника структуры» (1963, стр. 72).

## **Выявление погребенных локальных структур**

Имеющиеся в настоящее время морфометрические данные позволяют говорить о следующих случаях выявления погребенных локальных структур: так, для широких речных террас или пойм с очень ровным рельефом, а также для аккумулятивных равнин, на которых отсутствуют долины или наблюдается редкая сеть неглубоко врезанных долин, интерпретации морфометри-

ческих карт приобретает некоторые специфические черты. Такое положение имеет место в пределах пойм и террас больших рек, например Волги, Дона, Лены, Вилюя, наблюдаясь иногда и на сравнительно небольших реках, например Б. Кинель, Ток и других. К подобным местностям следует отнести также плато Усть-Урт, Средне-Азиатские пустыни, Полесье, Мещеру, Прикаспийскую и Западно-Сибирскую низменности и тому подобные территории. Ввиду того, что здесь в условиях предельно ровного рельефа заложения между горизонталями большие, а долины часто отсутствуют или они неглубоко врезаны в междуречья, карту базисной поверхности даже крупного масштаба обычно построить нельзя.

Поверхность поймы или террасы, или аккумулятивной аллювиальной, или морской равнины следует рассматривать как поверхность, совпадающую с базисной поверхностью, а расположенные на указанных территориях холмы — как остаточный рельеф. В этом случае погребенную антиклинальную складку можно выявить по небольшим возвышенностям (холмам), оконтуренным замкнутыми горизонталями. Иногда среди холмов наблюдаются озера, болота, шоры, такыры и сухие впадины, которые на карте оконтуриваются горизонталями или изображены соответствующими условными знаками.

Известное газовое месторождение Газли в Бухарской области Узбекской ССР имеет вышеописанный характер мезо- и микрорельефа. Небольшие холмы и впадины располагаются на своде поднятия, а его крылья оконтуриваются более значительными по размерам и высоте холмами. Проведя контур по внутреннему склону больших холмов, можно довольно точно получить контур Газлинской антиклинали, совпадающей с кровлей бухарского горизонта палеогена. По картам базисной поверхности структура не выявляется.

Точно так же можно оконтуривать по взаимоположению холмов и впадин антиклинальные структуры в пределах речных пойм и террас. Так, Мухановское месторождение нефти Куйбышевской области, расположенное в пойме р. Б. Кинель, хорошо оконтуривается холмами относительной высоты в 1—2 м и редко больше. При этом контур, проведенный по оси холмов, почти точно совпадает с контуром по кровле башкирского яруса среднего карбона.

По характерным группировкам явного остаточного рельефа в пределах пойм были выявлены Качебская и Кислярская структуры, расположенные в пойме р. Казыма, Шеркалинская группа структур — в пойме р. Оби и Иргимская группа струк-

тур — в пойме р. Сосьвы (А. Н. Ласточкин, 1966; Е. В. Герман и др., 1967).

Генеральская структура, расположенная в пределах хвалынской террасы р. Волги к северо-востоку от г. Саратова, хорошо выделяется по явному остаточному рельефу. Последний



Рис. 23. Расположение холмов, оконтуривающих свод антиклинальной складки:  
 1 — изогипсопахита и ее относительная высота;  
 2 — холм; 3 — контур поднятия по бобриковскому горизонту

располагается в форме подковы по периферии структуры, установленный по терригенной пачке верейского горизонта среднего карбона. Несколько холмов расположено на своде складки. Относительные высоты холмов лежат в пределах 2,5—10 м (рис. 23). По картам базисной поверхности Генеральская структура не выделяется.

Фурмановская структура, являющаяся северо-западным окончанием Советско-Степновского вала (Саратовская область), расположена в долине р. Б. Караман близ впадения р. Грязнухи. Она хорошо оконтуривается по явному остаточному рельефу, который расположен в виде кольца вдоль крыльев и переклиналей структуры, установленной по бобриковскому горизонту нижнего карбона. Относительные высоты холмов колеблются от 5 до 10 м. Берега р. Б. Караман в районе структуры обрывисты. По картам базисных поверхностей структура не выделяется.

Восточно-Сусловская структура, расположенная на северном крыле Советско-Степновского вала, ясно выявляется по явному и скрытому локальному остаточному рельефу и частично — по петлеобразной форме изобазит и изогипсобазит на соответствующих картах 2-го и 3-го порядков. Остаточный рельеф имеет относительные высоты в пределах от 5 до 25 м. Контуры структуры, выделенные по морфометрическим признакам, хорошо совмещаются с контурами складки, выявленной бурением по кровле бобриковского горизонта.

Степновская структура, расположенная на правом обрывистом берегу р. Б. Караман близ впадения в нее р. Мечетки, выделяется по явному остаточному рельефу, который почти полностью окружает структуру, имея небольшую площадь и относительные высоты в пределах от 2,5 до 10 м. На своде структуры наблюдаются незначительные холмы, морфометрический контур ее хорошо совмещается с контуром складки, обнаруженной бурением по кровле бобриковского горизонта.

Токская и Ярохинская структуры Оренбургской области, установленные глубоким бурением, морфометрически выявляются лишь по явному остаточному рельефу.

В Восточном Предкавказье, в бассейне р. Кумы явный остаточный рельеф хорошо оконтуривает определенные сейсмо-разведкой и глубоким бурением Озек-Суатскую, Зимне-Ставкинскую, Правобережную и Величаевскую антиклинальные складки и, кроме того, выявляет еще восемь новых локальных поднятий (В. П. Философов, В. М. Шапошников, 1963). Северо-Ставропольская структура на Северном Кавказе хорошо

устанавливается по скрытому остаточному рельефу, совмеща-  
ясь с контурами структуры, выявленной бурением по кровле  
чокракского горизонта.

В пределах Вилюйской синеклизы по явному остаточному  
рельефу на общем возвышении, оконтуренному замкнутыми  
горизонталями, хорошо обрисовывается Берге-Олойская  
структура, расположенная в левобережной пойме р. Лены, в  
районе устьев рек Тюнегэ и Ситте. Она совмещается с сей-  
смическими контурами Бергейнской и Олойской структур, но  
несколько смещена на северо-запад. В пределах общего кон-  
тура выделяются частичные контуры, совпадающие со свода-  
ми указанных структур. Далее к востоку по группе явного ос-  
таточного рельефа оконтуривается еще одно поднятие (И. Г.  
Гольдбрайт и др., 1968).

Вогнутые участки локального остаточного рельефа, как яв-  
ного, так и скрытого, обычно хорошо оконтуривают присводо-  
вые части антиклинальных складок. Так, в Озек-Суатском рай-  
оне Ставропольского края остаточный рельеф обычно имеет  
угловатую форму, его вогнутая часть оконтуривает крылья  
структур.

Антиклинальные складки, выявленные по локальному оста-  
точному рельефу, можно разделить на две группы: 1) структу-  
ры с прямым рельефом и 2) с обращенным.

При прямом рельефе локальный явный остаточный рельеф  
наблюдается как на крыльях, так и на своде складки. На своде  
он обычно имеет небольшие относительные высоты. На крыль-  
ях таких складок скрытый остаточный рельеф имеет большие  
мощности, овальные очертания и в сумме образует почти замк-  
нутый эллипс или кольцо, внутри которого располагается кон-  
тур свода. У антиклинальных складок с обращенным рельефом  
в пределах крыльев и периклиналей явный остаточный рельеф  
имеет большие относительные высоты. Холмы обращены во-  
гнутой стороной к своду антиклинальной складки. Локальный  
размыв обычно отсутствует как при прямом, так и при обра-  
щенном рельефе или представлен незначительными участка-  
ми. Изобазиты и изогипсобазиты при сечении в 5 м в пределах  
описываемых структур обычно отсутствуют или же наблюда-  
ются в числе одной и редко — двух. В последнем случае они  
образуют подковообразные изгибы, обращенные к перикли-  
нальным частям складок.

Указанные закономерности характерны не только для ло-  
кальных антиклинальных складок, но наблюдаются и при ре-  
гиональных структурах, испытывающих поднятия. Так, по дан-

ным Ю. Е. Журенко (1963), относительные высоты пойменных террас, расположенных в пределах Уфимского плоскогорья и Белебеевского плато, колеблются от одного до трех метров. Наблюдаются два уровня пойм — низкий и высокий. В пределах отрицательных структур развиты невысокие, но широкие поймы одного уровня. Поверхность их плоская с многочисленными старицами и мочажинами. Такие поймы характерны для рек, дренирующих Камско-Бельскую депрессию, а также Демский, Танышский, Симский, Уршакский, Икский и другие прогибы. Указанные различия в морфологии пойм Ю. Е. Журенко (1963) связывает с различным характером проявления тектонических движений, имевших место в период образования террас и продолжающихся в настоящее время.

Лабораторные исследования (Н. И. Маккавеев и др., 1961) явлений, возникающих в процессе взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов, наглядно показали изменение рельефа речной долины под влиянием поднимающейся антиклинальной складки поперек долины. В опытах, выполненных под руководством Н. И. Маккавеева, в пределах медленно поднимающейся антиклинальной складки, поперек искусственной долины возник «горный хребет», на вершине которого были расположены холмы. Холмы, а также впадины возникли и близ «хребта» вверх по течению «реки». Поперек «хребта» возник каньон. Рисунок рельефа искусственной долины напоминал по форме рельеф речной долины на участках антиклинальных складок. Опыты Н. И. Маккавеева и его сотрудников наглядно показали, что в результате медленных поднятий антиклинальных складок в пределах речных долин возникают довольно сложные формы рельефа, отсутствующие в местах, где нет растущих складок.

Приведенные выше факты, а также лабораторные исследования Н. И. Маккавеева и его сотрудников, заставляют более внимательно относиться к формам рельефа пойм и молодых речных террас. Холмы и впадины, расположенные в определенном порядке, в сочетании с обрывистыми берегами рек позволяют обнаружить погребенные антиклинальные структуры.

### **Выявление солянокупольных структур**

Особенности проявления солянокупольных структур в морфометрических показателях были изучены в 1959 г. В. Ф. Филатовым (1963) на Кемпендзяйских дислокациях, расположенных в центральной части Вилюйской синеклизы. Это явление

наблюдалось В. Н. Зайонцем в 1962 г. в южной части Предуральяского прогиба и В. П. Филосовым в 1965—1966 гг. в северной части Прикаспийской синеклизы (В. Н. Зайонц и др., 1967).

Почти все известные в юго-западной части Вилюйской синеклизы соляные купола нашли отражение на картах базисных поверхностей и остаточного рельефа. Пять солянокупольных структур, выделенные В. Ф. Филатовым в 1959 г. по данным морфометрического анализа, были подтверждены впоследствии геологической съемкой. Открытые соляные купола фиксируются слабыми остаточными отрицательными аномалиями, а закрытые купола — положительными аномалиями Буге. При интерпретации морфометрических карт выявилось, что указанные два типа куполов также различаются между собой.

Открытые соляные купола имеют обращенный рельеф и оконтуриваются по периферии сгущенным рисунком изобазит 2-го порядка, в то время как в центральных частях куполов изобазиты отсутствуют. Остаточный рельеф наблюдается лишь по периферии открытых куполов и почти полностью исчезает на сводах. Для данных куполов на морфометрических картах можно провести два контура: один — по внешнему краю сгущения изобазит, другой — по внутренней стороне максимального остаточного рельефа. По данным геологической съемки, первый контур совпадает с дислоцированной полосой мезозойских пород, а второй — с границей выхода палеозоя.

Закрытые соляные купола имеют другую морфометрическую характеристику. Для них характерно, как правило, прямое или полуобращенное отражение в рельефе. Они выражены подковообразным, резко сгущенным рисунком изобазит и остаточным рельефом значительной высоты, ограничены речными долинами; малые притоки рек разбегаются с них радиально. Иногда купола пересекаются реками, долины которых в этом случае являются antecedentными. Морфометрические контуры данного типа структур несколько отличаются по площади и ориентировке от контуров по данным геологической съемки.

Хорошо выражаются в морфометрических показателях и компенсационные мульды, обязанные своим происхождением соляной тектонике. На картах базисной поверхности 2-го порядка эти мульды фиксируются резким разрежением изобазит и уменьшением высоты остаточного рельефа, занимающего большие площади (В. Ф. Филатов, 1963).

По данным В. Н. Зайонца (В. Н. Зайонц и др., 1967), в пре-

делах Предуральского краевого прогиба южнее г. Оренбурга морфометрическим методом выделено около 30 куполов, большинство из которых подтверждается геолого-геофизическими материалами. При этом обнаруживались следующие закономерности:

1. В западной части Предуральского прогиба морфометрические контуры всегда смещены к западу по отношению к поднятиям, установленным геологическим методом.

2. В восточной части прогиба поднятия, выделенные морфометрическим методом, оказались смещенными к востоку по отношению к соляным структурам, выявленным электроразведкой. По данным геофизических исследований, подсолевые антиклинальные структуры по отношению к соляным поднятиям также смещены на восток. Ввиду этого можно предполагать, что в восточной части прогиба данные морфометрического анализа отражают структуры подсолевого ложа.

3. В центральной части прогиба наблюдается совмещение морфометрических контуров с поднятиями, установленными геологической съемкой или электроразведкой (с Островным, Безымянным, Белогорским, Моховым, Тюльганским и другими кунгурскими соляными куполами). Здесь, по-видимому, надсолевой и подсолевой структурные планы совпадают, ввиду чего соляные купола имеют четкое выражение на карте базисной поверхности и остаточного рельефа.

Наблюдаются и другие факты, свидетельствующие о том, что выявленные морфометрическим методом поднятия соответствуют структурам подсолевого ложа. Так, Ероховская и Твердилевская структуры, выделенные морфометрическим анализом (В. П. Философов, В. Н. Зайонц, Ю. В. Черняев, 1963) и подтвержденные впоследствии сейсморазведкой и глубоким бурением, оказались содержащими нефть и газ в породах нижнепермского возраста, слагающих подсолевой структурный этаж. Шубинское (Чулошниковское) поднятие, выявленное В. Н. Зайонцем по морфометрическим данным в 1962 г., было установлено в последующие годы сейсморазведкой, зафиксировавшей наличие локальной структуры по кровле подсолевых отложений.

При полевых исследованиях на юге Оренбургской области В. Н. Зайонц обнаружил весьма четко выраженную активность закрытых соляных структур, выделенных по морфометрическим данным. Эта активность проявляется в наличии многочисленных вторичных донных врезов в овражно-балочной сети и значительного увеличения (по сравнению с прилегающими

участками) вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа. Об активности структур говорят также цокольные и эрозионные террасы, наблюдаемые в пределах закрытых соляных структур.

Следует отметить, что ряд типичных открытых соляных куполов, не нашедших отражения на картах базисных поверхностей, не имеет выражения и в подсолевых отложениях. Так, Красноярская складка, расположенная к юго-востоку от г. Оренбурга, хорошо оконтуривается холмами с выходами казанских известняков с востока, юга и запада, но не нашла отражения в рисунке изобазит. Сейсморазведка и глубокое бурение, выполненные на Красноярской складке, не подтвердили наличия структуры в артинских слоях.

Купола типа Красноярского гипсометрически отражены в рельефе кольцеобразно расположенными грядами, имеющими вид куэст. На картах базисных поверхностей гряды выделены остаточным рельефом. Долинная сеть в пределах указанных куполов представлена, как правило, очень редкими ложбинами стока и слабо врезанными одиночными балками 2-го или 3-го порядка. Современные эрозионные процессы выражены весьма слабо. В пределах Новоузенского соляного поднятия (В. Н. Зайонц и др., 1967) морфометрическим методом выделяются два купола — Новоузенск I и Новоузенск II. Две вершины Новоузенского соляного поднятия выявляются по характерному изгибу изобазиты, а также по концентрации явного и скрытого остаточного рельефа. На сводах указанных вершин участки явного остаточного рельефа чередуются с лиманами. Внутренние контуры соляных куполов проведены по наибольшим мощностям скрытого остаточного рельефа. В пределах Курилковского соляного поднятия по явному остаточному рельефу выделяются 3 купола. Современная эрозия на них выражена слабо.

Интересно отметить, что контуры ряда поднятий, выявленных по петлеобразным изгибам изобазит и кольцеобразному размещению локального остаточного рельефа, к северу от Новоузенского прогиба смещены к северу по отношению к соляным структурам, установленным бурением или сейсморазведкой по различным горизонтам надсолевых отложений. Возможно, что контуры поднятий, выделенных морфометрическим методом, совпадают со структурами подсолевого ложа, а структуры надсолевых отложений «сползли» на юг в сторону общего наклона пластов.

Приведенные факты подтверждают предположение, что в

областях солянокупольной тектоники выявленные морфометрическим методом антиклинальные складки являются структурами подсолевого комплекса. Это предположение впервые было сделано в 1960 году В. П. Философовым, В. Н. Зайонцем и Ю. В. Черняевым (1963) при морфометрическом анализе юго-западной части Оренбургской области. Выделение структур по данным морфометрического анализа основано на предположении, что на крыльях антиклинальных складок возникают значительные градиенты геопотенциалов. Это вызывает увеличение уклонов долин и усиленную эрозионную деятельность и (соответственно этому) относительное сгущение изобазит на крыльях антиклинальных структур, что является одним из критериев для их выделения. В пределах соляной структуры геопотенциалы меняются очень постепенно от свода к крыльям вследствие выравнивания геопотенциалов естественным путем и стремления к приведению купола в состояние изостазии за счет малой плотности соли по сравнению с плотностью вмещающих пород. Увеличение мощности соли в своде купола компенсируется ее малой плотностью. По-видимому, гораздо большее влияние на эрозионную деятельность потоков оказывают резкие перепады геопотенциалов на крыльях структур подсолевого комплекса, сложенного плотными породами значительной мощности. При этом, возможно, имеют значение не столько величины разности геопотенциалов на своде складки и ее периклинальной части, сколько величины градиентов геопотенциалов при переходе от сводовой части складки к ее крыльям. Примерно к таким же взглядам на различие в морфометрических показателях открытых и закрытых соляных куполов пришел и В. Ф. Филатов (1963).

### Морфометрические карты складчатых областей

Складки в горноскладчатых областях выделяются на морфометрических картах в основном по тем же признакам, которые были установлены для равнинно-платформенных областей. При этом удастся выявить не только антиклинальные, но и синклинальные складки, а также различного вида разрывные нарушения.

Наиболее четко и хорошо выделяются по плановому рисунку речной сети разрывные нарушения и блоки (А. В. Волин, 1963). Складки, особенно сложной формы, выявляются значительно хуже. Четко выраженные брахиантиклинальные и ли-

нейные складки удается установить при совместном анализе всех видов морфометрических карт (А. Ф. Лопатин) \*.

Морфометрические исследования одного из участков гор Кузнецкого Ала-Тау, выполненные И. П. Сазанским, хорошо согласовались с данными геологической съемки и позволили уточнить схему тектоники. По петлеобразному, огибающему водораздел, ступенчатому рисунку изобазит и изогипсобазит 2-го порядка были выделены складки, выраженные в рельефе хребтами. При этом оказалось, что остаточный рельеф и локальный размыв 2-го порядка приурочены к крыльям складок. Это позволяет сделать вывод: складки являются синклиналями, имеющими обращенный рельеф, что хорошо согласуется с данными геологической съемки. Относительно высокий остаточный рельеф 3-го порядка в пределах центральных частей этих складок, а также значительные остаточные высоты 2-го порядка на горе Курум-Тайга, могут говорить о том, что на глубине наблюдается инверсия складок, и водоразделам соответствуют антиклинали нижнего, более древнего структурного яруса.

Антиклинальные складки выделяются по тем же признакам, что и синклинальные, но для них характерны остаточные высоты, приуроченные к своду. По этим признакам было уточнено положение ряда антиклинальных складок, выявленных геологической съемкой. По убыванию остаточных высот и глубин локального размыва удалось обнаружить погружение антиклинальных складок, что хорошо согласуется с геологическим строением местности.

По рисунку изобазит и изогипсобазит на картах 2, 3 и 4-го порядков, по большим относительным высотам остаточного рельефа в сводовой части и глубокому локальному размыву на крыльях четко вырисовывается, как крупный купол с прямым рельефом, габросиенитовая интрузия горы Большая Куль-Тайга. При этом наибольшие остаточные высоты и размыв, приуроченные к сиенитовой интрузии, и резкое сгущение изолиний остаточного рельефа позволяют довольно точно провести границу между габбровой и сиенитовой интрузиями. Судя по большим высотам остаточного рельефа и глубинам размыва, сиенитовая интрузия, по-видимому, испытывает более интенсивное поднятие, чем габбровая.

Интерпретация морфометрических карт складчатых обла-

---

\* Доклад на 2-м межвузовском совещании по морфометрическому методу поисков тектонических структур (Саратов, 1965 г.).

стей (со сложной тектоникой осадочного чехла и глубоко залегающим кристаллическим фундаментом) затруднена и в настоящее время недостаточно разработана.

С. С. Четвертков (1968) выявил некоторые интерпретационные признаки, установленные им при исследованиях Алданского щита, Забайкалья и Северо-Востока. Он предполагает, исходя из принципа унаследованности, что глубинные разломы и нарушения в мезозойских породах «явились наиболее благоприятными для заложения первичных долин» (стр. 262). С. С. Четвертков пишет, что карты «базисных поверхностей и разностей между ними отражают циклический характер разрывной тектоники периода активизации... Однако полного планового совпадения структур, выявленных по картам базисных поверхностей и разностей между ними, со структурным планом мезозойских циклов не наблюдается. Это объясняется тем, что каждый последующий цикл усложняет старый структурный план» (стр. 262). Подковообразный или петлеобразный разреженный рисунок изобазит указывает район опускания.

В случае если по картам базисной поверхности 5-го порядка картируется зона максимального погружения, а по картам базисной поверхности 4-го порядка — зона максимального поднятия, можно предполагать либо инверсию складок, либо надвиг. Резкое сгущение изобазит, имеющих форму клина, указывает нарушение типа взброса. Ступенчатость блоков интерпретируется по чередованию разряжений, сменяющихся резкими сгущениями изобазит. При интерпретации карт вершинных поверхностей С. С. Четвертков считает, что ступенчатость рельефа обусловлена дизъюнктивной тектоникой, а изогинсбазиты отражают древний рельеф.

По мнению С. С. Четверткова, «карты остаточного рельефа и сноса для складчато-подвижных районов практического интереса не имеют» (стр. 263). С этим положением вряд ли следует согласиться. Опыт морфометрических исследований О. Г. Токарского (НИИ Геологии Саратовского университета) в пределах Ферганской впадины и ее горного окружения говорит о большой информативности остаточного рельефа.

### Карты асимметрии форм рельефа

Вопрос о причинах асимметрии долин, а также междуречий, речных бассейнов и речных систем является сложным и недостаточно разработанным. До сих пор отсутствует общепринятая, соответствующая объективной действительности тео-

рия, объясняющая происхождение указанных видов асимметрии и их связи между собой. Между тем для рельефа земной суши весьма характерна асимметрия. Предполагают, что она зависит или от климатических и гидрогеологических факторов, или, наконец, определяется более общими причинами астрономического и геофизического порядка.

Связь асимметрии склонов речных долин Европейской части СССР с тектоникой и оледенениями рассмотрел С. С. Воскресенский (1947). Весьма подробно связь асимметрии речных долин с тектоническими структурами описал К. И. Геренчук (1960). Много внимания уделил причинам асимметрии долин, междуречий и речных бассейнов В. Н. Сементовский (1963).

Одной из задач морфометрического анализа является выяснение происхождения асимметрии форм рельефа. Обычно склоновая асимметрия долин хорошо заметна у долин 2-го и 3-го порядка. Начиная с 3-го, 4-го порядка долин возникает высотная асимметрия. Асимметрия бассейнов и долинных (речных) систем наблюдается уже с 3-го порядка, а асимметрия междуречий — начиная со 2-го порядка. Часто указанные виды асимметрии образуют согласованные сочетания, но есть и несогласованные, противоречивые сочетания. Степень развития асимметрии, по-видимому, связана с возрастом форм рельефа.

Асимметрия склонов долин низших порядков зависит также от падения плоскостей взаимоперпендикулярных трещин. Параллельно круто падающим трещинам возникает крутой склон долины, а параллельно полого падающим трещинам образуется пологий склон долины. Оба склона долины развиваются согласно падению и простиранию трещин. Такое явление автор наблюдал в горной части Южного Урала, где склоновая асимметрия небольших долин всецело зависит от простирания и падения трещин, развитых в породах каменноугольного флиша, сланцах ордовика и силура, диабазов девона. Асимметричные склоны оврагов и балок, пересекающих крутой высокий правый берег Волги, сложенный опоками, плотными глинами и песками нижнего и верхнего мела, также подчинены простиранию и падению трещин.

Асимметричные долины возникают в условиях моноклиналичного падения слоев. У этих долин склон, совпадающий с падением пластов, пологий, а другой, наклон которого направлен в сторону, противоположную падению пласта, — крутой. Возникновению асимметричных долин в этих условиях способ-

ствуют также трещины. Такие долины составляют характерную черту куэстового рельефа. Подобные формы склонов отмечаются у долин, выработанных вдоль плоскостей сбросов, в особенности при медленных косых подъемах отдельных участков земной коры.

Согласованная асимметрия рельефа часто связана с платформенными валами, флексурами или крутыми крыльями антиклинальных складок. В этом случае прямолинейные участки долин приурочены к сбросам или к другим видам линейных разрывных нарушений. Обычно наиболее ярко выраженные случаи полной асимметрии рельефа приурочены к пограничным зонам, разделяющим различные тектонические структуры, испытывающие движения противоположного знака.

Несогласованная, а также неполная асимметрия связана с моноклинальным залеганием пород, но может быть обусловлена также инсоляцией или другими причинами. Этот вопрос требует дальнейших исследований. Характер связи асимметрии рельефа с залеганием горных пород можно более точно определить, используя для этой цели карты базисной и вершинной поверхностей.

Проведенные автором исследования асимметрии долин в пределах бассейнов рек Дона, Волги, Енисея, Урала подтверждают представление о связи асимметрии форм рельефа с тектоникой. Так, Дон усиленно подмывает антиклинали, расположенные в пределах Донской излучины, Волга подмывает Жигулевскую антиклиналь, а не скатывается с нее в сторону Ставропольской впадины. Енисей усиленно подмывает Енисейский антиклинарий, Туруханское и Хантайско-Рыбинское поднятия, расположенные вдоль правого высокого берега реки, а не перемещается в сторону Касской впадины и Обско-Тазовской синеклизы, совпадающих с низким левым берегом долины.

В пределах южной части Оренбургской области крутые и короткие склоны широтно и субширотно ориентированных водоразделов и речных долин расположены, как правило, на крыльях антиклиналей, а более пологие и широкие склоны соответствуют синклинальным понижениям. Указанная асимметрия характерна для рек Чагана (в верховьях), Иртека (в среднем течении), Самары, Урала (к востоку от впадения в него р. Кинделя), Илека, Черной, Утвы. Указанные реки подмывают крутые крылья Камелик-Чаганской, Самарской, Иртек-Уральской, Урало-Илекской и других флексур и Утвинской антиклинали.

Многие авторы связывают асимметрию с наклонами пластов и движениями земной коры. Е. Г. Качугин (1950), О. Ю. Пославская (1952) и другие заявляют, что реки скатываются с антиклиналей в синклинали, а А. П. Павлов (1898), В. Г. Бондарчук (1949), В. П. Философов (1960а, 1960б) утверждают противное, говоря, что реки часто отходят от синклинальных впадин и подмывают антиклинали.

О причине происхождения асимметрии долин можно высказать следующую гипотезу: реки подмывают тот берег, где горизонтальная составляющая силы тяжести больше. Этому помогает также и различие в вертикальной составляющей силы тяжести, обычно имеющей большую величину на валах и флексурах, чем на прилегающих к ним тектонических впадинах (В. П. Философов, 1960б). Проверка этой гипотезы на реках юго-западной части Оренбургской области, где довольно часто встречается асимметрия левых берегов, показала ее справедливость. Реки Урал, Бузулук, Самара и их притоки имеют высокие крутые берега на тех участках, где наблюдаются положительные аномалии силы тяжести. Там же, где реки рассекают под прямым или близким к нему углом положительные и отрицательные аномалии силы тяжести, асимметрия берегов отсутствует или выражена неотчетливо.

Б. С. Лунев (1961, 1967) указывает, что р. Кама в пределах Висимской впадины тяготеет к положительным аномалиям силы тяжести. По расчетам профессора А. К. Маловичко, притяжение речного потока массами, обуславливающими аномальные поля, в границах Висимской впадины в 2—5 раз превышает силу Кориолиса. Положительные аномалии гравитационного поля являются причиной горизонтального перемещения р. Камы.

Помимо аномалий силы тяжести, на асимметрию оказывают влияние ускорение Кориолиса, центробежная сила, возникающая в русле реки на поворотах, а также центробежная сила вращения Земли. Указанные силы, выраженные в динах или миллигалах, алгебраически складываются, однако наибольшей составляющей обычно являются аномалии силы тяжести. Исходя из этого, можно считать, что реки подмывают антиклинали или флексуры в том случае, когда они имеют положительные аномалии силы тяжести и, наоборот, скатываются в синклинали, если последние характеризуются более повышенным значением гравитационного поля, чем прилегающая антиклинальная складка.

Определение репонального падения пород можно выпол-

нить на основании сопоставления асимметрии долин и водоразделов с рисунком изобазит. Если изобазиты сгущены по обе стороны водораздельной линии, примыкающей к крутому склону долин, то это указывает на то, что в районе высокого берега располагается тектонический вал или флексура. При этом изобазиты идут параллельно водораздельной линии и примыкающей к ней долине высшего порядка. Указанные соотношения между асимметрией долин и междуречий, а также рисунком базисной поверхности, с одной стороны, и падением слоев пород, с другой, подтверждаются многочисленными фактами.

Для объяснения этого явления можно предложить следующую гипотезу: прямолинейные асимметричные участки долин средних и высоких порядков часто связаны с флексурами или сбросами. Поднятое крыло флексуры обычно образует высокий, крутой, часто обрывистый берег реки. Сила тяжести на поднятом крыле обычно значительно больше, чем на опущенном (А. А. Борисов, 1967), причем на этих участках часто наблюдаются большие гравитационные градиенты. Вследствие этого поднятое крыло сброса (флексуры) притягивает массы воды в реке. Струи воды, повинувшись горизонтальной составляющей силы тяжести, притягиваются к высокому берегу и подмывают его, что еще более увеличивает крутизну и обрывистость склона. Разность геопотенциалов между поднятым, вследствие сброса (флексуры), участком земной коры и прилегающей к нему территории возрастает, в результате увеличивается уклон к долине и усиливается размыв, что ведет к уменьшению заложения изобазит на прилегающем к крутому берегу междуречном пространстве.

В случае же согласованной асимметрии долин и водоразделов, но при условии, что изобазиты по другую сторону водораздельной линии разрежены, можно считать, что слои падают от реки, образуя куэсту. Очевидно, что в данном случае долина заложилась вдоль моноклинали или крыла тектонического вала. Считая, что подмыв крутого берега реки обусловлен разницей в силе тяжести на ее берегах, можно заключить, что сила тяжести в пределах куэсты больше, чем на прилегающем крыле моноклинали и поэтому река, подчиняясь силе тяжести, подмывает берег, расположенный по падению слоев моноклинали. Разреженный рисунок изобазит, характерный для синклинальных впадин, подтверждает рассматриваемое соотношение между асимметрией и падением пород.

Следует особо подчеркнуть, что высотная асимметрия до-

лин всегда связана с различной скоростью вертикальных движений земной коры, приуроченных к крыльям разрывных нарушений, вдоль которых заложилась река. Поднятое крыло сброса или флексуры, с которым совпадает высокий крутой берег реки, испытывает восходящие движения большей скорости, чем опущенное крыло, к которому приурочен низкий, пологий берег долины. Восходящие движения земной коры обычно связаны с относительным понижением, а нисходящие движения — с повышением значений силы тяжести. Ввиду этого указанное выше гравитационное влияние берега на движения воды в реке не всегда имеет решающее значение, что отмечал С. И. Проходский (1963б).

### **Выявление разрывных нарушений и блоковой тектоники**

Выше было написано, что большинство речных долин приурочено к тектоническим линейным разрывным нарушениям или же к флексурам и синклинальным прогибам. Но местами эта связь затушевана почвенно-растительным покровом и на аэрофотоснимках плохо просматривается. В этих случаях карты гониобазит и гониогипсобазит могут помочь установлению разрывных нарушений. Совместное сочетание анализа аэрофотоснимков и указанных карт позволит заранее представить картину блоковой и разрывной тектоники.

Исследование связи гониобазит и гониогипсобазит с разрывными нарушениями проводилось на территории Орского Зауралья, Кузнецкого Ала-Тау (Хакассия), Забайкалья, Яблонового хребта, северо-западной части Кавказа, Ферганской межгорной впадины и в других складчатых областях СССР при геологических исследованиях, выполняемых при участии сотрудников НИИГеологии и студентов геологического факультета Саратовского университета. Предлагаемая методика выявления различного вида разрывных нарушений вполне себя оправдала и позволила уточнить блоковую и складчато-разрывную тектонику ряда районов.

Исходя из закономерной связи тектонических нарушений с речными долинами, можно установить следующие формы взаимосвязи гониобазит и гониогипсобазит с линейными дислокациями (В. П. Философов, Ю. В. Черняев, 1963):

**I тип.** Гониобазиты расходятся под острым углом ( $60—65^\circ$ ); рисунок их по отношению к долине асимметричный. На том склоне, где они отходят от тальвега долины под острым

углом (10—15—20°), гониобазиты сгущены, а на противоположном склоне долины они разрежены и отходят от тальвега под углом 50—60°. Отрезок долины, заложённый по разлому, прямолинейный. Поднятому крылу разлома обычно отвечает сгущение гониобазит, а опущенному — разрежение (см. рис. 21, а).

**II тип.** Отличается от I резко асимметричным рисунком гониобазит по отношению к тальвегу долины и углом расхождения их (приближается к прямому). Сгущенному рисунку гониобазит отвечает поднятое крыло разлома (рис. 21, б).

**III тип.** Характеризуется сложным рисунком гониобазит (напоминающий букву «Г», их длинное колено особенно сгущено и прямолинейно. Короткое колено излома по отношению к длинному заложено под углом, превышающим 30°. Тектоническое нарушение проходит вдоль длинного колена по месту максимального сгущения гониобазит, пересекая короткую часть колена почти у самого основания сочленения его с длинным, и уходит дальше, где устанавливается уже по другому виду рисунка гониобазит. Вдоль поднятого крыла нарушения наблюдаются небольшие, линейно ориентированные холмы или горные вершины (см. рис. 21, в).

**IV тип.** Отличается от III тем, что линейное нарушение проходит по границе сгущенного и разреженного рисунка гониобазит и отделяется от долины денудационными останцами, длинные оси которых ориентированы параллельно нарушению. По отношению к долине рисунок гониобазит асимметричен (см. рис. 21, г).

**V тип.** Разрывное нарушение проходит по долине, по гониобазиты как бы вывернуты в противоположном течению реки направлении. В этом случае наблюдается разновидность коленобразного изгиба с углом, превышающим 120°. По отношению к долине расположение гониобазит асимметричное; они могут пересекать друг друга (см. рис. 21, д).

На картах гониобазит 3-го и 4-го порядков чаще всего встречаются разновидности I и II типа. Кроме того, встречается и III (Г-образный) тип, где тектонические нарушения идут вдоль длинного колена по максимальным местам сгущения гониобазит. Четвертый тип взаимоотношений, по-видимому, характерен для гониобазисных поверхностей более высоко-го порядка, чем 2-й и 3-й.

Разрывные нарушения на картах гониогипсобазит выявляются по следующим признакам:

- 1) по прямолинейному сгущению гониогипсобазит;

2) по их расхождению под острым углом (не более 45—60—65°). Нарушение расположено на одной прямой с осью водораздела.

Отрезки речных долин, заложенные по разломам, обычно имеют следующие признаки:

1. Характерна прямолинейность долин. В том случае, когда линейные тектонические нарушения имеют в плане резкие изломы, долины, повторяя их, также образуют ломаную линию.

2. Для долин характерна асимметричность склонов. Вдоль крутого высокого склона часто протягивается цепочка денудационных останцов.

3. Характерна относительно небольшая ширина долин и большая глубина вреза.

При составлении схемы блоковой тектоники с указанием направления и интенсивности движений отдельных блоков следует учитывать рисунок гониобазит (гониогипсобазит) согласно следующим правилам:

1. Участки тектонических поднятий выделяются по относительному сгущению гониобазит и гониогипсобазит, а участки тектонических впадин — по их разреженному рисунку. Тектонические впадины, как правило, располагаются вдоль речных долин сравнительно высоких порядков. Границы между различными тектоническими районами, выявленные по картам гониобазит и гониогипсобазит 2, 3, 4-го и более высоких порядков, обычно несколько смещены относительно друг друга, сохранив при этом некоторое подобие и общую ориентировку.

2. Сближение (сгущение) параллельных отрезков гониобазит (гониогипсобазит) может указывать на наличие границы между участками (или блоками), относительно поднимающимися и опускающимися или имеющими различные скорости движения. Следует сказать, что границы между участками проводятся условно по внешним краям зон сгущения гониобазит (гониогипсобазит) с учетом высот рельефа и денудационных останцов.

3. Наличие тупых и отдельных острых углов и почти полное отсутствие параллельных отрезков у гониобазит (гониогипсобазит), а также большие заложения между ними и отсутствие замкнутых контуров указывает на относительное опускание данного участка или относительно малую скорость восходящих вертикальных движений.

4. Наличие тупых и отдельных острых углов между прямолинейными отрезками гониобазит, почти полное отсутствие параллельных отрезков, относительно большие высоты гонио-

базит (гониогипсобазит) и, что особенно характерно, наличие замкнутых гипсобазит могут указывать на поднимающиеся или имеющие относительно повышенную скорость движения блоки.

5. Опыт интерпретации карт гониобазисных поверхностей, построенных на хорошо изученном Сакмарском антиклинории (Ю. Урал), показывает, что сложный рисунок пересекающихся гониобазит, их остроугольная асимметричная форма указывает на присутствие сдвиговых и надвиговых тектонических нарушений.

6. Линейное расположение денудационных останцов, вытянутых в определенном направлении, может свидетельствовать о наличии жильных пород, приуроченных к большим «залеченным» трещинам, или указывать на выход на дневную поверхность крутопадающего пласта, или же на относительно устойчивых к денудации пород.

7. Биссектриса острого угла, образуемая изгибом или переломом гониобазит (гониогипсобазит), обычно соответствует разрывному нарушению.

8. При интерпретации карт гониобазисных и гониовершинных поверхностей складчатых областей, перекрытых чехлом осадочных пород, необходимо учитывать характер и направление тектонических нарушений, развитых в сопредельных хорошо обнаженных районах.

На основании фактического материала, собранного в указанных выше горно-складчатых районах, можно выделить следующие типы рисунка гониобазит и гониогипсобазит, характерных для тектонических блоков.

**I тип.** Рисунок гониобазит (гониогипсобазит) имеет П-образную форму с углами, приближающимися к прямым. По этим углам проводятся оперяющие разломы. Сгущенный рисунок гониобазит (гониогипсобазит) огибает водораздельный хребет. Граница блока проводится по наружному краю сгущения гониобазит и гониогипсобазит (рис. 22, а).

**II тип.** Рисунок гониобазит (гониогипсобазит) имеет замкнутый контур. Оперяющие разломы не наблюдаются. В центре блока расположены денудационные останцы. Граница блока проводится аналогично первому типу (см. рис. 22, б).

**III тип.** Рисунок гониобазит (гониогипсобазит) имеет подковообразную форму с заостренными углами. Минимальное число углов — три. Оперяющие разломы наблюдаются не по всем углам. В центре контура блока располагаются, в случае прямого рельефа, явные остаточные высоты, а в случае обра-

щенного — долина реки. Граница блока проводится по наружному краю сгущения гониобазит и гониогипсобазит (см. рис. 22, в).

Наиболее характерным для карт гониобазит и гониогипсобазит 2-го порядка является I тип, а II и III типы чаще наблюдаются на картах более высокого порядка.

Следует указать, что предлагаемые приемы интерпретации морфометрических признаков для складчатых областей являются предварительными. Для их уточнения необходимо использовать геологические и геофизические материалы, а также наблюдения на местности.

Пользуясь указанными типами взаимосвязи гониобазит и гониогипсобазит с разрывными нарушениями, И. П. Сазанский на юге Кузнецкого Ала-Тау выявил разрывные нарушения, значительная часть которых подтвердилась геологической съемкой.

Так, по I типу сочленения гониобазит выявляются разрывные нарушения по долинам ручьев Тгени-Гол (в среднем течении), Прямой, Испасх, Начул (в верховьях), Снежный, Безымянная (в верховьях), правого крупного притока р. Безымянной.

По II типу сочленения гониобазит выявляются нарушения по долинам ручьев Б. Таштып, Флюоритовый, Начул (в низовьях), Разведочный, Безымянная (в нижнем и среднем течении), Тгени-Гол (верховья), Глухой, Таежный, Сухая (верховья), Кайгыза (верховье).

По V типу сочленения гониобазит выявились разрывные нарушения по долинам ручьев Хватовка, Испасх (верховье), Обломочный (верховье) и по многим малым ручьям. Для этого типа на исследованной территории характерны очень тупые углы ( $140\text{--}160^\circ$ ) сочленения гониобазит и их резко асимметричный рисунок по отношению к тальвегу долины.

Следует указать, что III и IV типы на рассматриваемой территории не встречены.

Интересно отметить, что все случаи очень острых углов расхождения гониобазит, независимо от их положения относительно тальвега долины (вверх или вниз по долине, или в сторону от долины), свидетельствуют о разрывном нарушении.

Относительно гониогипсобазит следует заметить, что они часто обрисовывают не хребты, а долины, образуя острые углы относительно долин (в то время как относительно хребтов наблюдаются обычно тупые углы).

По типам рисунка гониобазит и гониогипсобазит И. П. Са-

занский, используя вышеописанную методику, выделил ряд тектонических блоков, испытывающих движения различной интенсивности.

1. Интрузия горы Б. Куль-Тайга. Границы блока проведены условно по внешнему краю сгущения гониобазит и гониогипсобазит. Блок испытывает наибольшие поднятия.

2. Блоки, расположенные на междуречье Безымянная — Сухая и Начул — Кайгыза и на правобережье ручья Таежного, ограниченные разломами, испытывают значительные поднятия.

3. Блок, расположенный на междуречье Кыче—Безымянная, испытывает менее значительные поднятия.

Линейные разрывные нарушения также выделяются по резкому остроугольному рисунку изобазит и изогипсобазит. Бисектриса острого угла, образуемого изгибом изобазит или изогипсобазит, как показали исследования в ряде районов СССР, обычно соответствует разрывному нарушению.

С. В. Денисов (1967) на отдельные районы Дальнего Востока построил карты гониобазит 2-го и 3-го порядков, а на некоторые территории — более высокого порядка. Полученные результаты сопоставлялись с данными геологической съемки и дешифрирования аэрофотоснимков. Рельеф изученных участков горный с большим колебанием абсолютных и относительных высот и различной степенью расчлененности. Тектоническое строение весьма сложно и характеризуется несколькими разновозрастными структурными этажами и различной интенсивностью неотектонических процессов.

Анализ конфигурации гониобазит разных порядков позволил отчетливо выявить разрывные нарушения и другие детали геологического строения. Так, в районе среднего течения р. Зеи «нижняя граница полосы сгущения гониобазит соответствует контакту рыхлых юрских пород с древними гнейсами, возможно протерозойского возраста. Контур полосы сгущения гониобазит соответствует границе распространения юрских пород» (стр. 288).

В бассейне р. Биры «полоса сгущения гониобазит довольно четко оконтуривает небольшое поле мезозойских эффузивов среди палеозойских гранитов» (стр. 288).

«Одна из выявленных линий нарушений в хребте Тугурингра явилась одновременно линией контакта между породами вулканогенно-осадочной толщи верхнеюрского-нижнемелового возраста и породами нижнепалеозойской интрузии диоритов» (стр. 290).

С. В. Денисов приводит примеры выявления разрывных нарушений по картам гониобазисных поверхностей на хребтах Малого Хингана, Тукурингра и др.. По его мнению карты гониобазит, построенные по долинам разных порядков, позволяют проследить развитие разрывных нарушений во времени и пространстве. Чем выше порядок долины, тем более отдалено время ее заложения. Таким образом, карты гониобазит, составленные на одну и ту же территорию последовательно по долинам 2, 3, 4-го и других порядков, будут отражать все более древние моменты тектонической жизни исследуемого участка земной коры. В этих случаях можно проследить, как с возрастанием порядка гониобазисной поверхности исчезают одни нарушения и появляются другие, происходит смещение их в плане, ветвление и т. д. Могут быть выявлены унаследованные, т. е. повторяющиеся на всех картах нарушения, а в некоторых случаях можно определить направление падения их плоскости, если смещение нарушения в плане на разных глубинах происходит закономерно (стр. 289—290).

С. В. Денисов (1967) указывает, что «в случае крупных нарушений на карте гониобазит обычно выявляются лишь их фрагменты, т. е. отдельные участки этих нарушений. Причиной этому, по-видимому, является частичное оживление древних разломов и влияние оживших участков на современный рельеф» (стр. 291).

По данным И. А. Медушевой (1971), наиболее четко линейные тектонические нарушения на территории Белоруссии проявляются в строении речной сети. Для линейных тектонических нарушений характерны: 1) спрямленные на большом протяжении (до нескольких десятков километров) участки речных долин; 2) закономерное изменение направления ряда речных долин при пересечении зоны нарушения; 3) впадение правых и левых притоков по одной прямой, причем притоки впадают под прямым углом к направлению течения реки; 4) образование в плане Т-образной формы речной долины при слиянии двух рек. Асимметрия долин и гребенчатая форма речных систем связаны с границами блоков, испытывающих разнонаправленные или разной скорости тектонические движения. Цепочки ориентированных по простиранию зон холмов, четко выделяющихся на карте явного остаточного рельефа, также указывают на наличие линейного тектонического нарушения не только в пределах речных долин, но и на водораздельных пространствах. В пределах тектонических поднятий резкая смена рисунка и густоты изобазит приурочена к зонам линей-

ных тектонических нарушений. Это особенно заметно в пределах Белорусского кристаллического массива, где наблюдается резкая дифференциация в направлениях и скоростях движения отдельных блоков фундамента.

Помимо больших линейных тектонических нарушений, выделяется более мелкая и густая «собственная» сеть трещин кристаллического фундамента, проявляющаяся исключительно в областях поднятий. Зоны трещиноватости проявляются в современном рельефе в решетчатом строении речной и овражно-балочной сети с сравнительно небольшими (чаще всего до 10 км) спрямленными участками, резко меняющими свое направление под углом, близким к прямому (И. А. Медушевская, 1971, стр. 75).

Геофизическими методами обычно выделяются нарушения, связанные или с большими вертикальными подвижками или же с более интенсивной интрузивной и эффузивной деятельностью, но в настоящее время залеченные. Напротив, малоамплитудные разломы, секущие как породы кристаллического фундамента, так и осадочной толщи и живущие вплоть до современного тектонического этапа, геофизическими методами почти не выявляются.

Морфометрическим методом выделяются долгоживущие разломы, находящие отражение в рельефе дневной поверхности, а также такие древние разломы, движения по которым возобновились в неотектонический этап. Большие вертикальные подвижки, связанные с образованием впадин и отмечаемые в современном рельефе фундамента, находят четкое отражение в морфометрических показателях.

Значение сопоставления результатов геофизических и морфометрических исследований выходят за рамки простой проверки морфометрического метода. В результате сопоставления геофизических и морфометрических материалов обнаруживаются качественно новые данные, наиболее полно рисующие тектонику как кристаллического фундамента, так и осадочного чехла (И. А. Медушевская, 1971). Совместный анализ геофизических и морфометрических материалов позволяет (в начальной стадии исследования до проведения картировочного и поискового бурения) выполнить предварительную классификацию зон линейных тектонических нарушений.

### Краткие выводы

1. По картам базисных поверхностей и остаточного рельефа, а также по картам вершинных поверхностей и локального

размыва в пределах платформенных равнин и межгорных впадин можно выявлять региональные и локальные поднятия и впадины (прогибы).

2. Большие площади явного остаточного рельефа имеющие небольшие относительные высоты, по-видимому, приурочены к локальным впадинам.

3. Явный остаточный рельеф в пределах широких пойм, дельт, террас и аллювиальных равнин в сочетании с другими морфометрическими показателями приурочен к локальным тектоническим поднятиям.

4. Анализ различного вида симметрии долин, междуречий, бассейнов и речных систем помогает выявлять как региональные, так и локальные тектонические структуры.

5. Морфометрическим методом выявляются как открытые, так и закрытые погребенные соляные структуры. Открытые соляные купола имеют обращенный рельеф и выражены значительным сгущением изобазит на крыльях и кольцеобразным размещением остаточного рельефа. На сводах этого типа структур ярко проявляются современные эрозионные процессы. В случае смещения в плане соляного купола относительно поднятия в подсолевых горизонтах морфометрические показатели, по-видимому, отражают положение глубинной структуры.

6. Соляные купола, не имеющие выступов в подсолевом ложе (бескорневые купола), в базисных поверхностях почти не отражаются и выделяются по кольцеобразному расположению явного и скрытого остаточного рельефа, приуроченного к крыльям поднятия. На бескорневых соляных куполах современная эрозия не наблюдается.

7. Закрытые соляные купола имеют прямое выражение в рельефе, выделяясь по резким сгущениям изобазит и концентрации остаточного рельефа на их сводах.

8. Погребенные соляные купола, имеющие выступ подсолевых пород, выделяются по подковообразному рисунку изобазит, но чаще — по некоторому повышению явного и скрытого остаточного рельефа.

9. Для выявления линейных тектонических нарушений по картам базисных и вершинных поверхностей используются следующие показатели: 1) малые заложения линейно вытянутых изобазит и изогипсобазит; 2) линейная вытянутость явного и скрытого остаточного рельефа; 3) резкое уменьшение заложения изобазит и изогипсобазит по обоим склонам прямолинейных участков долин; 4) наличие острых углов в рисунке изобазит при пересечении тальвегов долин и изогипсобазит

вдоль спрямленных участков водораздельных линий.

В горно-складчатых и равнинно-складчатых (щитах) областях линейные тектонические нарушения, а также блоки хорошо выявляются на картах гониобазит и гониогипсобазит.

10. Необходимо изучить связь базисных и вершинных поверхностей, а также остаточного рельефа и размыва разных порядков с поверхностью кристаллического фундамента и мощностью остаточного чехла.

11. Интерпретация морфометрических карт в каждом геологическом регионе имеет свою специфику. Нельзя механически переносить морфометрические критерии, установленные в Поволжье, на Западную и Восточную Сибирь, пустынной равнины Средней Азии и Казахстана. Для щитов и кристаллических массивов существуют свои морфометрические признаки. Для складчатых и складчато-глыбовых гор необходимо разработать свою методику интерпретации морфометрических карт. Наиболее хорошо разработана интерпретация морфометрических карт для равнинно-платформенных областей умеренного климата.

12. Для каждого региона или даже для отдельных его частей, следует на хорошо геологически и геофизически изученные участки строить эталонные морфометрические карты. На базе эталонных морфометрических карт можно и нужно разработать конкретные критерии интерпретации, учитывающие наиболее важные особенности геологического строения.

## *Глава V*

### **Основные результаты морфометрических исследований в СССР**

---

Морфометрические работы по описанной выше методике стали проводиться в Саратовском университете в связи с геолого-геоморфологическими съемками, выполненными в Поволжье, среднем течении р. Дона, Якутии и в других областях Советского Союза. Начиная с 1957 г., морфометрические работы начали проводиться и в других организациях. Большинство

исследований выполнялось по сокращенной, упрощенной методике, причем строились чаще всего карты полибазисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка. Наиболее полно и с положительным эффектом морфометрические исследования выполнялись в Волго-Уральской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинциях. Указанные работы проводились с целью поисков тектонических структур, благоприятных для образования месторождений нефти и газа или других полезных ископаемых.

### Волго-Уральская область

Морфометрические исследования по отдельным районам Саратовской области начали выполняться в Саратовском университете с 1946 г. под руководством автора. Наиболее полно исследование центральной части области стали проводиться с 1960 г. (с момента организации морфометрической лаборатории). В течение 1960—1967 гг. была обследована значительная часть области. Для этой цели строились карты: 1) порядков долин и водораздельных линий; 2) базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка; 3) базисных поверхностей 3-го и 4-го порядков; 4) вершинных поверхностей и размыва 2-го и 3-го порядка. Результаты морфометрических исследований сопоставлялись со структурными картами.

В пределах центральной части области четко выделяются на всех морфометрических картах выступы кристаллического фундамента: Аткарский, Саратовский, Урицкий, Некрасовский, Степновский, Марьевский и Клиновский, обнаруженные сейсморазведкой и глубоким бурением. Между указанными выступами лежат впадины и прогибы фундамента: Рыбушанский и Перелюбский прогибы, Марксовская и Ершовская впадины или Милорадовский прогиб (П. М. Быстрицкая, 1966). Относительные высоты выступов фундамента превышают 500—1000 м, а относительная глубина впадин достигает 500 м.

Помимо выявленных в настоящее время сейсморазведкой и глубоким бурением выступов фундамента, по данным морфометрического анализа, можно предполагать еще ряд новых, а именно: Белгзинский, Ягодно-Полянский, Медведицкий, Сокурский, Курдюмо-Чардымский, Горючкинский, Топовский, Золотовско-Красноармейский, Добринский, Бирючинский, Больше-Узенский, Камышевский, Петраковский, Камеликский и Солянский.

Кроме известных впадин фундамента, по данным морфо-

метрического анализа, можно установить еще две, а именно — Безымянскую и Больше-Карамановскую.

На морфометрических картах четко выделяется наложенная мезозойско-кайнозойская Латрыско-Карамышская впадина и Приволжская моноклинал, унаследованная по поверхности палеозоя. Получили четкое отражение также Корсаковская и Свинцовская впадины, ранее известные по геологической съемке и бурению по поверхности палеозоя и по кровле черемшанского горизонта карбона. Помимо указанных впадин, на морфометрических картах получили отражение наложенные впадины и прогибы, частично выраженные в рельефе поверхности палеозоя и выявленные геологической съемкой, бурением и сейсморазведкой. К таким впадинам следует отнести Аткарскую, Белгазинскую, Идолгскую, Чадаевскую и Иргизскую.

Локальные структуры, выявленные бурением в центральной части Саратовской области и обнаруженные морфометрическим анализом, разделяются на 3 группы: 1) локальные поднятия, совмещающиеся с разбуренными по всем или многим структурным горизонтам; 2) локальные поднятия, смещенные в той или иной степени по отношению к сводам структур, выявленных бурением; 3) локальные поднятия, не совмещающиеся с структурами, выявленными бурением. Морфометрическим анализом наиболее четко улавливаются древние (палеозойские) структуры как унаследованные, так и погребенные (последние выражены менее четко), устанавливаются поднятия, независимо от смещения сводов и перестройки структурных планов внутри палеозоя. Поднятия, выделенные по нескольким морфометрическим картам, являются наиболее надежными.

Все выявленные поднятия, в количестве 149 можно объединить в тектонические линии, имеющие северо-восточное и северо-западное простирания (В. П. Философов, 1965). Северо-восточное простирание имеет 29 линий, в пределах которых лежат 126 локальных поднятий. Северо-западное простирание включает 25 линий и всего лишь 23 локальных поднятия ввиду того, что многие поднятия входят также в линии северо-восточного простирания. Можно считать, что поднятия, расположенные на пересечении двух тектонических линий, являются наиболее перспективными на нефть или газ.

Необходимо отметить, что выделенные тектонические линии не совпадают с валами, установленными по горизонтам карбона на основании геологических данных (К. А. Машко-

вич, 1961; П. М. Быстрицкая, 1966; Б. Я. Шорников, 1966), но хорошо совмещаются с намечаемыми Б. Я. Шорниковым простираниями структур по отложениям девона.

Можно указать некоторые характерные морфометрические показатели связи выявленных локальных поднятий с региональными структурами.

1. Погребенные локальные структуры, выделяющиеся только по карте базисной поверхности 3-го порядка, расположены обычно в пределах региональных впадин.

2. Активные, поднимающиеся структуры обычно приурочены к региональным впадинам, и лишь некоторые из них расположены в краевых частях тектонических поднятий.

3. Большая часть выявленных морфометрическим методом антиклинальных локальных структур приурочена к участкам с согласованной асимметрией рельефа, а в их пределах — к сравнительно узкой полосе — там, где линия водораздела приближена к крутому склону речной долины.

4. В асимметричных долинах, за весьма редким исключением, крутой склон примыкает к антиклинальной структуре.

5. Водораздельные линии, начиная с 5-го порядка, примерно соответствуют осям положительных тектонических структур второго порядка.

Из 26 детально разбуренных по горизонтам карбона и частично девона локальных структур по форме и ориентировке совпали 8 морфометрически выделенных поднятий. К их числу относятся: Соколовгородское, Урицкое, Суrowsкое, Елшанское, Пристанское, Колотовское, Генеральское и Фурмановское. Совпали со смещением в той или иной степени 12 поднятий: Гусельское, Южно-Советское, Советское, Багаевское, Степновское, Первомайское (Сусловское), Малиноовражное, Грузиновское, Песчано-Уметское, Ириновское, Радищевское и Слепцовское. Два поднятия — Ягодно-Полянское и Полчаниновское — по морфометрическим данным значительно сместились к востоку от одноименных структур, выявленных бурением по мезозою. Четыре структуры — Атамановская, Горючкинская, Хлебновская и Вязовская — не нашли отражения на морфометрических картах, по-видимому, ввиду их небольших размеров (В. П. Философов, А. Ф. Спиридонова, 1967).

На основании выполненных исследований можно заключить, что морфометрическим анализом в пределах центральной части Саратовской области устанавливаются выступы и впадины кристаллического фундамента. В осадочном чехле

выделяются наложенные впадины, фиксируемые по денудационно-тектонической поверхности палеозоя. Хорошо выявляются также локальные структуры девонского времени формирования как унаследованные, так и погребенные. Локальные структуры мезозойского времени формирования или не устанавливаются морфометрическим анализом, как Вязовская, или не совпадают с положением структур по мезозойским отложениям, как Ягодно-Полянская и Полчаниновская.

Поднятиям, выявленным морфометрическим методом в центральной части Саратовской области, свойственно в основном неполное совмещение с контурами структур, установленных бурением; по-видимому, они стали формироваться, начиная с девона, и продолжают свое развитие до современного периода. При этом они или наследовали от древних локальных структур общую тенденцию движения со смещением сводов, или возрождались вновь примерно на прежнем месте.

А. В. Востряков, А. Ф. Спиридонова (1966) для характеристики молодых движений земной коры в пределах Южного Заволжья построили карты вершинных\* и базисных поверхностей 4-го порядка, а также карту разности между ними, которую они назвали картой глубин вреза. Анализ указанных карт дал возможность: 1) выявить ряд молодых платформенных форм, пространственно совпадающих с более древними тектоническими структурами; 2) наметить участки земной коры с движениями различных знаков (стр. 287).

На указанных картах четко вырисовывались Камелик-Чаганская флексура, вершина Балаковского свода, Пугачевский, Ичкинский и Иргизско-Камеликский валы, а также Марксовская и Приволжская впадины.

Для крупной Бузулукской впадины, имеющей обращенный рельеф, характерны приподнятые участки, выраженные в изолиниях базисной и вершинной поверхностей. В пределах этой впадины вырисовывается вал, протягивающийся от р. Камелик, через верховья р. Б. Иргиз на северо-восток, почти до р. Самара. Это поднятие А. В. Востряков, А. Ф. Спиридонова (1966) назвали Камелик-Самарским валом. На карте вреза замкнутыми изолиниями выделяются Бобровская и Ромашкинская структура с амплитудой в 50 м.

В Куйбышевской области морфометрические исследования выполнялись А. Л. Галочкиной, Ш. Л. Эпштейном (Ш. Л. Эп-

---

\* Карта вершинной поверхности строилась по водоразделам, порядок которых определялся порядком долин. Водоразделы проводились между долинами 4-го порядка и выше.

штейн, 1963). На значительную часть области были построены карты базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка (с сечением изобазит и изопахит через 20 м). Кроме того, на некоторые территории составлялись карты базисной поверхности 3-го порядка.

Плановое положение выявленных морфометрическим методом локальных тектонических поднятий сопоставлялось со структурными картами того же масштаба, построенными, в большинстве случаев, по кровле калининской свиты перми или швагериновому горизонту верхнего карбона. В единичных случаях сопоставление выполнялось по кровле сосновской свиты перми. Необходимо отметить, что в Куйбышевской области наблюдается в большинстве случаев унаследованность структурных форм перми и верхнего карбона с нижележащими горизонтами карбона и девона. В результате сопоставления всех геологических данных с морфометрическими было установлено, что локальные морфометрические поднятия объединяются в зоны, совпадая (с точностью до 1—3 км) со структурами, выявленными бурением.

Наиболее четко выделяется Покровское поднятие (рис. 24), являющееся классическим примером совмещения морфометрического контура со структурным. Выявленное морфометрическим методом поднятие точно повторяет форму, величину и положение структуры, обнаруженной бурением по кровле швагеринового горизонта.

Не находят отражения на картах базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка Кулешовская\*, Филипповская, Георгиевская и Чубовская структуры. Ш. Л. Эпштейн приходит к выводу, что, вероятно, имеется еще ряд неизвестных признаков, без которых выявление указанных выше структур затруднительно.

Данные морфометрического метода в комплексе с результатами геофизических исследований учитывались при проектировании структурного бурения на ряде площадей юга Куйбышевской области.

За время с 1958 по 1960 гг. трестом «Куйбышевнефтегазведка» разбурено несколько площадей, на которых морфометрическим анализом были выявлены тектонические поднятия (Ш. Л. Эпштейн, 1963). Так, в 1958 г. структурное бурение

---

\* По данным Ш. Л. Эпштейна (1963), Кулешовская структура хорошо выявляется «векторами», которые проводятся или перпендикулярно или параллельно изобазитам.

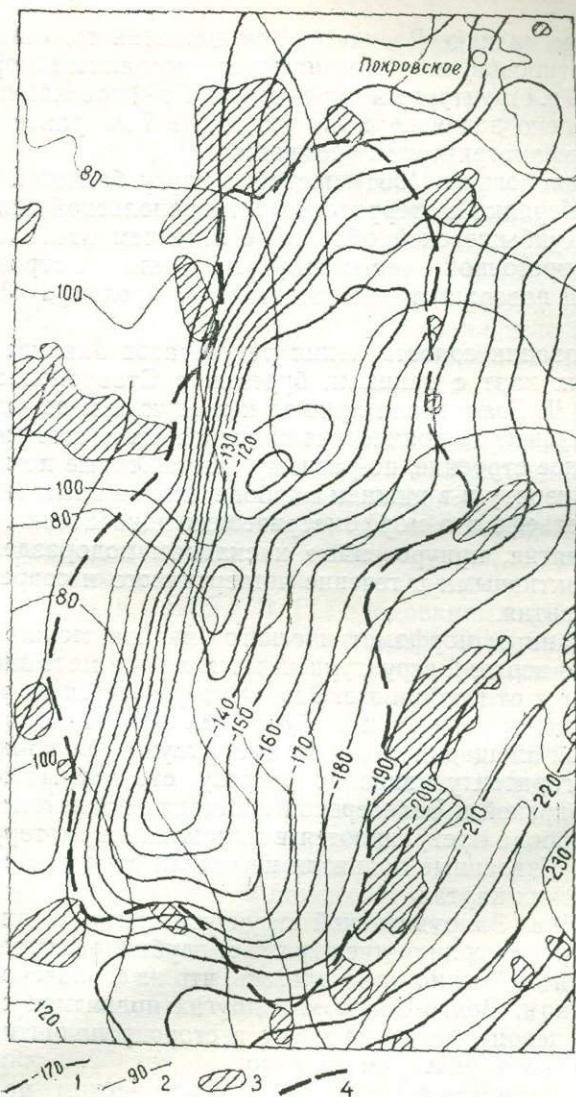


Рис. 24. Схема сопоставления Покровской структуры, выявленной по данным бурения и морфометрии: 1 — стратонизогипса кровли швагеринового горизонта нижней перми; 2 — изобазита 2-го порядка; 3 — остаточный рельеф; 4 — контур поднятия, по данным морфометрического анализа.

подтвердило наличие Васильевского поднятия того же размера и ориентировки, как было намечено по данным морфометрии. В 1959 г. структурным бурением на Романовской площади было выделено поднятие с амплитудой в 7 м, ранее обнаруженное морфометрическим анализом.

В. Д. Голодовкин (1964) построил карту базисной поверхности 2-го порядка на территорию Ставропольской депрессии в пределах Куйбышевской области, с сечением изобазит через 10 м. Для восточной части депрессии была построена карта базисной поверхности и остаточного рельефа 3-го порядка.

На основании сопоставления результатов анализа морфометрических карт с данными бурения в Ставропольской депрессии В. Д. Голодовкин пришел к следующим выводам:

1. Локальные тектонические поднятия, имеющие различное геологическое строение, по-разному выраженные по швагериновому горизонту и в нижнем карбоне, имеют различное отражение в рельефе и в морфометрических показателях.

2. Поднятия, приуроченные к склонам водоразделов, являются неактивными в течение четвертичного и современного этапов развития.

3. По данным морфометрического анализа, можно предположить, что верхний структурный план в ряде мест значительно отличается от глубинного. Это подтверждается на ряде площадей глубоким разведочным бурением. Так, на Хорошенской и Водинской площадях поднятия существуют только по швагериновому горизонту, вниз по разрезу структуры исчезают. На Красноярской и Белозерской площадях поднятия по отложениям карбона превращаются в моноклираль по терригенному девону. Указанные поднятия не нашли отражение на морфометрических картах.

4. На Ново-Запрудненской структуре контур поднятия, по данным морфометрии, четче отражает глубинное строение, чем поверхностное. Можно предполагать, что на Орловском, Больше-Каменском, Волго-Сокском и других поднятиях своды по карбону и девону будут смещены в сторону поднятий, выявленных морфометрическим анализом.

5. На Курумоченском и Усть-Кондурчинском поднятиях, установленных структурным бурением, одиночные глубокие поисковые скважины оказались непродуктивными. В. Д. Голодовкин считает, что причиной этого является отсутствие на глубине структуры. Смещение контура поднятия, установленного по данным морфометрии, в сравнении с контуром по шва-

гериновому горизонту можно рассматривать как признак смещения свода структуры на глубине.

6. Помимо ранее известных, морфометрическим анализом выявлены Узюковский вал и северная часть Раковского вала, а также Орловское, Ново-Семейкинское, Кольцовское и другие поднятия; они могут служить объектами структурного бурения и сейсморазведки, а в ряде случаев и глубокого поискового бурения.

Морфометрическими исследованиями, той или иной степени детальности, к 1964 г. была охвачена вся территория Куйбышевской области. В результате морфометрического анализа было выявлено большое количество поднятий, с которыми совпало полностью или частично большинство известных к тому времени структур. В дальнейшем многие из выявленных морфометрическим методом поднятий были подтверждены структурным бурением. К ним относятся Ново-Кондручинская, Пограничная, Северо-Каменская, Южно-Орловская, Плотниковская, Мочелевская, Винтайская, Дурасовская, Бражниковская, Северо-Остроградская, Романовская, Горбатовская, Больше-Черниговская и другие структуры.

Установленная в 1962 г. В. Г. Голодовкиным (1964) морфометрическим анализом в восточной части Ставропольской депрессии структурная зона северо-восточного простирания была выявлена в 1964—1965 гг. структурным бурением. На Северо-Каменском поднятии, намеченном морфометрическим методом и подтвержденным структурным бурением, в 1967 г. было открыто месторождение нефти в отложениях нижнего карбона.

В юго-западной части Оренбургской области морфометрические исследования были выполнены В. П. Философовым, В. Н. Зайонцем, Ю. В. Черняевым (1963) в период с 1957 по 1959 гг. На картах базисной поверхности 2-го и 3-го порядков с сечением изобазит через 20 м по характерному сгущению изобазит четко выделяются 12 региональных поднятий и 9 впадин. Тектонические структуры типа валов занимают водораздельные пространства между долинами рек Урала, Бузулука, Самары, Илека, Хобды и т. д. Впадины, выделенные по резкому разрежению изобазит, располагаются в местах развития широких аккумулятивных террас и пойм речных долин высоких порядков. При сопоставлении со структурными картами Самарских и Уральских дислокаций, Южно-Самарских поднятий в Камелик-Чоганской флексуры морфометрически установленные поднятия хорошо совместились с контурами структур, выявленных бурением.

На основании указанного факта авторы предполагают, что выделенные морфометрическим методом Сакмарский, Хобдинский и Утвинский валы, Донгузские дислокации, а также Мало-Уранская, Бузулукская, Самарская, Уральская, Илекская, Хобдинская и Утвинская впадины (прогибы) будут в будущем подтверждены геофизическими работами и бурением.

Локальные антиклинальные структуры, выявленные бурением или геофизическими исследованиями, полностью или почти полностью совместились с морфометрическими контурами.

На основании морфометрического анализа с использованием результатов бурения, геофизических работ и геологической съемки авторами составлена схема тектоники юго-западной части Оренбургской области, на которой выделены валы и разделяющие их впадины и прогибы, а также локальные антиклинальные поднятия.

При анализе схемы тектоники рассматриваемой части Оренбургской области были обнаружены некоторые закономерности размещения локальных антиклинальных структур и их связь с региональными структурами:

1. Локальные структуры длительного развития, выделяемые по всем морфометрическим картам, расположены только в пределах тектонических поднятий второго порядка. Эти структуры обычно лежат в центре группы складок третьего порядка, в окружении неунаследованных, развивающихся структур.

2. В пределах региональных впадин локальные структуры большей частью выявляются нечетко или условно. Наоборот, в областях региональных поднятий почти все структуры четко выделяются по всем морфометрическим признакам.

3. Погребенные локальные структуры, выделяющиеся только по карте базисной поверхности 3-го порядка, расположены обычно в пределах региональных впадин.

4. Активные, поднимающиеся локальные структуры приурочены к региональным впадинам и лишь некоторые из них расположены в краевых частях региональных поднятий.

5. Большая часть выявленных морфометрическим методом антиклинальных структур приурочена к участкам с согласованной асимметрией, а в их пределах — к сравнительно узкой полосе (там, где линия водораздела приближена к крутому склону речной долины).

6. В асимметричных долинах, за весьма редким исключением, крутой склон примыкает к антиклинальной структуре.

7. Водораздельные линии, начиная с 5-го порядка, примерно соответствуют осям положительных тектонических структур второго порядка.

Морфометрические исследования северо-западной части Оренбургской области, выполненные Л. М. Травиной (1967), дали положительные результаты. По карте базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка с сечением изобазит через 20 м с учетом асимметрии рельефа было выявлено 170 локальных поднятий, из которых 42 поднятия полностью совместились со структурами, установленными бурением; 15 поднятий частично совместились с известными структурами и 10 — совпало со структурными террасами. Выявленные морфометрическим методом поднятия, имеющие одинаковое простираание, Л. М. Травина объединила в структурные зоны. Наиболее четкое выражение получили следующие зоны: Большой Кинельский вал, Нойкинско-Кислинская, Южно-Кинельская и Мало-Кинельская зоны поднятий, а также Городнецко-Жуковская, Самаркинская и Алябьевско-Ромашкинская дислокации. В пределах зон и дислокаций выявленные морфометрическим анализом локальные поднятия хорошо совместились с открытыми ранее бурением структурами, и, кроме того, выявилось ряд новых. Л. М. Травина считает, что предлагаемые, по данным морфометрии, поднятия будут подтверждены структурным бурением.

На юге Удмуртии морфометрические исследования были выполнены Р. Н. Валеевым (1963) в 1960—1961 гг. Он построил карты порядков долин, базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка с сечением изобазит и изопахит через 20 м. Полученные морфометрические данные сопоставлялись с результатами структурного и глубокого бурения, а также гравиметрических и магнитных съемок. Так, из 31 установленной бурением структуры, в нижнепермских отложениях 12 совпало с морфометрическими контурами полностью, 9 — с некоторым незначительным смещением и 10 структур, небольших по размерам, малоамплитудных и наименее изученных, не отразились на картах базисной поверхности и остаточного рельефа.

В результате бурения в Удмуртии подтвердились намеченные ранее морфометрическим анализом Кизнерский и Можгинский валы. При этом хорошо совместились в плане Кокарская, Могинская, Кизнерская, Можгинская, Архангельская и Красногорская структуры. Можгинский вал подтвердился также и глубоким бурением. На Архангельском поднятии, выде-

ленным морфометрическим методом в 1960 г., из кыновских песчаников был получен промышленный приток нефти.

В пределах Татарии Р. Н. Валеевым (1967) аналогичные работы проводились на Кукморском валу и краевых частях Татарского свода (Граха́но-Бондюжская и Удмуртская зоны), на западной части Осинской впадины и на южном окончании Кировско-Казанского прогиба. В пределах наиболее изученных глубоким и структурным бурением Граха́но-Бондюжской зоны из 58 выявленных ранее локальных структур 30 полностью совместились с морфометрически установленными поднятиями, 18 — частично и 10 — с очень значительным смещением или же не отразились на картах базисной поверхности и остаточного рельефа. На исследованной территории при сопоставлении контуров поднятий, выявленных структурным и глубоким бурением, с контурами, намечаемыми морфометрическим методом, наблюдаются следующие три случая:

1. Контур поднятий, установленные морфометрическим методом, совпадают с пермским, каменноугольным и девонским структурными планами или незначительно отличаются от них. Этот тип соотношения наблюдается в пределах краевых зон Татарского свода, Кировско-Казанского прогиба и Осинской впадины.

2. Морфометрический контур смещается относительно сводовой части нижнепермских структур. Такой тип поднятий развит в сводовых частях погребенных вершин Татарского свода и в зонах тектонических ступеней окружающих впадин.

3. Морфометрический контур совпадает со структурным выступом, носом или террасой по нижнепермским отложениям.

Как показывают результаты глубокого бурения не только в Татарии, но и за ее пределами, под структурными выступами и террасами верхнего структурного этажа нередко располагаются погребенные поднятия по более глубоким горизонтам. Отражение погребенных поднятий в рельефе земной поверхности Р. Н. Валеев объясняет возрожденными тектоническими движениями блоков кристаллического фундамента в новейшее время. Структуры с подобным характером соотношения развиты в пределах бортовых участков депрессий.

С помощью морфометрии удалось уточнить схему тектоники Вятской зоны, причем были намечены ранее неизвестные Волжский и Услонский валы. На Кукморский выступ и всю Удмуртию составлены новые схемы тектоники.

Р. Н. Валеевым при анализе морфометрических карт, помимо данных глубокого и структурного бурения, были широко

использованы результаты магнитных и гравиметрических исследований. Сопоставление с геофизическими данными подтвердило тектоническую природу выделенных морфометрическим анализом валов, совпадающих в основном с простиранием гравитационных и магнитных аномалий. Следует указать, что валы и флексуры совпадают не с осевыми зонами аномалий, а с краевыми участками резких градиентов, отражающих блоковый, дизъюнктивный характер строения фундамента. Очень интересные результаты, подтверждающие связь предполагаемых, по морфометрическим данным, поднятий с мелкоблоковой тектоникой кристаллического фундамента, получены при сопоставлении прогнозной карты локальных поднятий с остаточными гравитационными аномалиями. В пределах Грахано-Бондюжской зоны поднятий и Кукморской вершины Татарского свода значительная часть остаточных гравитационных аномалий совпадала с локальными поднятиями, выявленными морфометрическим анализом, а также структурным и глубоким бурением.

Интерпретация морфометрических карт в комплексе с геолого-геофизическими данными позволила Р. Н. Валееву и Л. Д. Файзуллину (1971) составить предварительную тектоническую схему верхней части осадочного чехла западной Татарии, в значительной мере отличающуюся от существующих представлений. Данная схема удовлетворительно сопоставляется с картой рельефа кристаллического фундамента, составленной В. П. Степановым в 1964 г. по большому числу расчетных геофизических точек. Трассирование разломов кристаллического фундамента и анализ трещиноватости позволили выделенные морфометрическим анализом локальные структуры сгруппировать в системы валов различного простираения. Всего выделено около 40 валов.

Количественный анализ соотношения новейшего (по данным морфометрии) и пермского структурных планов с рельефом кристаллического фундамента показывает, что из намеченных по данным морфометрии в пределах исследованного участка 90 контуров локальных поднятий полностью совпало с контурами, выявленными 1) структурным бурением, геофизическими и морфометрическими исследованиями — 21 поднятие, или 23% от общего числа структур; 2) структурным бурением и морфометрией — 9 поднятий, или 10%; 3) геофизическим и морфометрическим анализом — 40 поднятий, или 44%. Таким образом, общее количество совмещений контуров структур достигает 70 случаев, или 77%. Такой процент со-

вмещения указывает, по мнению Р. Н. Валеева и Л. Д. Файзуллина, на достаточную объективность представленного материала. Относительная вероятность открытия структур по глубоким горизонтам и рельефу кристаллического фундамента на основании сопоставления результатов интерпретации морфометрических карт с геофизическими данными равна 0,77. Э. З. Бадамшин (1963) в результате выполнения морфометрических исследований в Аксубаево-Мелекесской депрессии Татарской АССР пришел к выводу, что локальные структуры нижней перми в большинстве случаев в общих чертах совпадают с поднятиями, установленными морфометрическим методом. Наблюдающиеся смещения последних, по мнению Э. З. Бадамшина, свидетельствуют о новейших тектонических движениях. Наиболее полное совмещение морфометрических контуров со структурами в нижнепермских отложениях наблюдаются в пределах детально разбуренных Елховско-Боровского и Серноводско-Шугуровского валов.

Морфометрические исследования на территории Татарского свода и Мелекесской впадины были выполнены Л. Ф. Поповой, В. П. Философовым (1967). На картах базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков с сечением изобазит через 20 м и местами через 10 м нашли отражение хорошо известные в Татарии антиклинальные складки — Ульяновская, Бавлинская, Нурладская, Аксубаевская, Первомайская, Бондюжская и другие, к которым приурочены месторождения нефти. Следует указать, что Усть-Икская и Азово-Салаужская структуры, расположенные в пойме р. Камы, не нашли на указанных картах соответствующего отражения, ввиду относительно большого сечения изобазит. Было обнаружено много новых структур, что позволило составить схему тектоники и неотектоники юга и востока Татарии. При этом выяснилось, что поднятия, выявляемые морфометрическим методом, лучше сопоставляются со структурными формами девона и кристаллического фундамента, несколько хуже — со структурами карбона и почти не сопоставимы со структурными формами перми, кроме случаев соответствия структурных этажей.

Е. И. Вохмянина (1965, 1967) выполнила в 1963—1966 гг. морфометрические исследования некоторых районов Пермской области. В пределах бассейнов рек Тулвы, Ирени и Сылвы строились карты базисных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков, с сечением изобазит через 20 м. На этих картах по сгущенному рисунку изобазит в виде подковы, эллипса или

замкнутого контура выделено 72 участка локальных новейших поднятий.

Степень совмещения структур, выделенных морфометрическим методом, со структурами, установленными геолого-геофизическими методами, на исследованной территории различная и, по-видимому, зависит от геологического строения. Так, на Павловском нефтяном месторождении совмещение морфометрических контуров со структурами, установленными бурением, составляет 90%, в Майкорском районе — 70%, в бассейне р. Обвы — 40—50%. По мнению Е. И. Вохмяниной (1965), по «базисной поверхности 2-го порядка, вероятнее всего, выделяются бескорневые структуры, по базисным поверхностям 2-го и 3-го порядков — погребенные структуры, которые испытывали движения и в новейшее время, влияя на развитие рельефа» (стр. 209). Рельеф на участках морфометрических поднятий представлен как положительными, так и отрицательными формами.

Е. И. Вохмянина, А. В. Никулин, А. А. Данилевич (1964) считают, что резкое изменение характера заложения и конфигурации изобазит свидетельствуют о различном характере неотектонических движений отдельных крупных регионов Пермской области.

А. В. Никулин, Е. И. Вохмянина, А. А. Данилевич (1966) считают, что сгущенные, узкие, близкие к линейным зоны изобазит, вероятнее всего, соответствуют глубинным швам кристаллического фундамента.

По данным морфометрических карт А. В. Никулин, Е. И. Вохмянина, А. А. Данилевич (1966) составили схему структурно-морфометрического районирования юго-востока Пермской области. Всего по данным морфометрии было выделено 75 поднятий, из которых 40 находятся в пределах контуров структур, установленных бурением. Следует указать, что, как правило, площадь поднятий по морфометрическим признакам значительно больше площади структур, выявленных бурением. Из 40 поднятий, установленных бурением и морфометрическим анализом, 23 совмещаются с структурами, установленными бурением, а 17 поднятий частично или полностью смещены. Имеются случаи, когда одно поднятие, намечаемое по данным морфометрии, приходится на площадь двух-трех структур, установленных бурением по кровле артинского яруса, как это наблюдается в районе Павловского месторождения. Ориентировка морфометрических поднятий часто не совпадает с осями структур по данным бурения.

Сопоставление результатов детальной гравиразведки в Предуральском прогибе с морфометрическими локальными поднятиями показало хорошую сходимость. Почти всем морфометрическим поднятиям соответствуют положительные аномалии (Е. И. Вохмянина и С. А. Шихов, 1966).

Е. И. Вохмянина и С. А. Шихов (1966) пришли к выводу, что комплексная интерпретация морфометрических и гравиметрических данных позволяет уточнять геологическое строение и более уверенно определять знаки новейших тектонических движений на тех или иных участках. Совместный морфометрический и гравиметрический анализ территории уточняет планирование нефтепоисковых работ, особенно в малоизученных районах севера Пермской области. На основе комплексного использования морфометрических и гравиметрических данных можно глубже разрабатывать теорию морфометрии и уточнять геологическую интерпретацию морфометрических карт.

Интересные морфометрические исследования с широким привлечением геолого-геофизических материалов выполнил В. Я. Гвин (1962, 1963, 1964). Эти исследования включали восточную часть Московской синеклизы, Вятскую зону, северную вершину Татарского свода, Верхне-Камскую впадину, а также Токмовский свод. За возможные структуры В. Я. Гвин принимал: 1) участки замкнутых изобазит повышенных значений; 2) участки структурных носов на карте изобазит; 3) участки характерных расширений между одновысотными изобазитами. Всего на исследованной территории было выделено несколько сот возможных поднятий. На схему были нанесены поднятия, выявленные структурно-геологической съемкой, структурным бурением, электроразведкой, сейсморазведкой, глубоким бурением. На этой схеме были показаны также элементы магнитного и гравитационного полей.

Совмещение морфометрических поднятий с локальными структурами, выявленными по опорным горизонтам перми, по данным В. Я. Гвина (1962, 1963), достигает 60—80%. При этом полное или почти полное совпадение центров морфометрических поднятий с центрами поднятий, выделенных геологической съемкой, достигает 37%, электроразведкой — 47% и структурным бурением — 26%. В других случаях наблюдается смещение центров поднятий на величину, меньшую  $\frac{1}{2}$  поперечника структуры, причем центр морфометрического поднятия не выходит за контур структуры. В. Я. Гвин (1962) пишет, что полученные результаты в значительной сте-

пени зависят от величины сечения изобазит и от вертикального расчленения рельефа. При использовании карт с более малым сечением изобазит количество выявленных морфометрическим методом структур увеличивается.

На основании выполненного исследования В. Я. Гвин (1962) пришел к следующему выводу: «Локальные поднятия по глубоким горизонтам девона, выявленные сейсморазведкой методом отраженных волн (МОВ), как правило, четко выделяются по данным морфометрии. Примером могут служить Мало-Сарапульская площадь, где все поднятия отражающего горизонта III (девон) точно совпали с контурами поднятий, выявленных морфометрией. Правда, на этих площадях доказано полное соответствие структурных планов, так что морфометрия здесь может отражать и пермскую структуру, однако глубокое бурение на Казаковской площади и особенно Сырьанской убеждает нас в том, что морфометрия отражает преимущественно глубинные структуры; в последних двух случаях очень четкие пермские структуры, которые не нашли отражения на карте изобазит, также не подтверждаются глубоким бурением. Казаковской структуре по девону и фундаменту соответствует моноклираль, а Сырьанской — впадина» (стр. 118—119). По-видимому, причиной этого являются различия в гравитационных полях, точнее — в разности геопотенциалов, на что автор не раз указывал (В. П. Философов, 1960а, 1963а).

В. Н. Зайонц (1963) по картам базисных поверхностей 4-го и 5-го порядков при сечении изобазит в 40 м выявил ряд тектонических структур второго порядка в пределах южной части Волго-Уральской нефтеносной области. На исследованной территории четко выделяются Латрыкская и Карамышская впадины, Елшано-Сергиевский, Большекинельский, Покровско-Красавский, Жигулевский валы, северная часть Камелик-Чаганской флексуры, Самарские, Общесыртовские дислокации и другие платформенные структуры второго порядка. Ряд поднятий, выявленных морфометрическим анализом, соответствует поднятиям, выявленным электроразведкой. Выделенные морфометрическим методом поднятия почти полностью соответствуют по простиранию и местоположению структурам, выявленным бурением. Наблюдающиеся иногда смещения контуров структур В. Н. Зайонц объясняет большим сечением изобазит и некоторым субъективизмом тектонических схем ввиду отсутствия четких критериев в проведении границ региональных структур.

## Украина, Белоруссия и Литва

С. И. Проходский (1963а) применил довольно обширный комплекс морфометрических исследований Шебелинской и Северо-Голубовской площадей (расположенных в Днепровско-Донецкой впадине), построив на указанные площади карты базисной поверхности и остаточного рельефа 2, 3 и 4-го порядков, вершинной поверхности и размыва тех же порядков, с сечением изобазит, изопахит и изогипсобазит, через 5 м, а также карт разностей базисных поверхностей и асимметрии долин и междуречий. По данным С. И. Проходского, по карте базисной поверхности 3-го порядка Шебелинская структура точнее оконтуривается, чем по аналогичной карте 2-го порядка. Карты разностей базисных поверхностей позволили установить некоторые линейные тектонические нарушения. Примерно те же результаты, за исключением выявления линейных нарушений, получены и для Северо-Голубовской площади. Кроме того, на указанной площади удалось по картам разностей базисных поверхностей выявить интенсивность тектонических движений на различных участках. С. И. Проходский пришел к выводу о необходимости применения морфометрического метода в комплексе с полевыми структурно-геоморфологическими исследованиями.

С. И. Проходский, И. Г. Черванев (1964) построили морфометрические карты на Днепровско-Донецкую впадину. Карта базисной поверхности 4-го порядка служила для выделения положительных локальных структур, активных на современном этапе развития. Локальный явный и скрытый рельеф являлся вспомогательным показателем. Карта вершинной поверхности служила для выделения положительных структур, активных в новейшее время. Она явилась также основой для выделения границ геоморфологических уровней и определения их деформаций. В юго-восточной части Днепровско-Донецкой низменной равнины по указанным морфометрическим картам было обнаружено 35 современных поднятий, из которых 32 соответствуют геологическим структурам и 3 — ранее неизвестным.

В. А. Мелихов (1967, 1968а, 1968б) выполнил комплекс морфометрических исследований в пределах Днепровско-Донецкой впадины. В результате работы по заложению изобазит были выявлены: 1) зоны, характеризующиеся различной степенью проявления неотектонических движений; 2) уста-

новлены особенности проявления в рельефе современного соляного тектогенеза; 3) в значительном числе выявлены предполагаемые поднятия и намечены общие закономерности их пространственного размещения; 4) установлены первоочередные объекты для постановки детальных поисковых и разведочных работ на нефть и газ.

На территории левобережья р. Сев. Донец В. И. Карлов и В. Е. Некос (1968) построили карты базисной и вершинной поверхностей 4-го порядка с сечением изобазит и изогипсобазит через 5 м. В результате выполненных структуро-геоморфологических исследований, частью которых явились указанные морфометрические карты, авторы работы выделили 23 морфоструктуры, испытывающие в новейшее время положительные тектонические движения. Выделено также 4 крупных и несколько мелких предполагаемых линий нарушений.

С. М. Захарчук (1964, 1966) провел морфометрические исследования с целью составления структурно-тектонической схемы Тарханкутского полуострова. На карте базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка выделились как известные ранее локальные поднятия, так и новые, впервые установленные. Сопоставление карты базисной поверхности 2-го порядка со структурными картами полуострова показало большое подобие рисунка изобазит и рисунка стратоизогипс горизонтов неогена, палеогена и мела. Наибольшие совпадения характерны для неогеновых (сарматских) отложений. При этом выяснилось, что относительные высоты остаточного рельефа соизмеримы с амплитудами структур по сарматским отложениям, колеблющимися в пределах от 50 до 80 м. По нижележащим палеогеновым и меловым отложениям амплитуды локальных складок значительно возрастают.

Сопоставление карты базисной поверхности 3-го порядка с гравиметрической картой показало как общее соответствие между гравитационным полем и высотами базисной поверхности, так и различие в интенсивности аномалий, свидетельствующих о различии в глубинах залегания фундамента южной и северной частей Тарханкутского плато.

В. И. Гридин (1965) выполнил морфометрические исследования в пределах северо-западного окончания Днепровско-Донецкой впадины и восточной части Припятского прогиба. Морфометрические исследования проводились в комплексе с геологосъемочными, геофизическими, геоморфологическими

и буровыми работами. В результате указанных исследований значительно уточнилось представление о тектоническом строении района. В. И. Гридин выделяет в пределах между-речья Сожа (и Днепра) пониженную часть Припятского прогиба, которая на юго-востоке, по-видимому, переходит в Днепровско-Донецкую впадину. В восточной части Припятского прогиба и его склонов выявлен ряд разломов. Кроме известных ранее структур, выявлено 12 локальных поднятий, перспективных на нефть и газ. Две ранее известные положительные структуры не отобразились на морфометрических картах. Все выявленные поднятия группируются в полосы северо-западного или субширотного простирания параллельно оси Припятского прогиба. Вдоль долины Днепра наблюдается линейно вытянутый явный остаточный рельеф, соответствующий, по-видимому, зоне региональных разрывных нарушений. Пробуренные в течение 1963—1964 гг. 4 глубокие и свыше 30 маркировочных скважин, а также геолого-съёмочные, электроразведочные, гравиметровые и детальные сейсморазведочные работы в основном подтвердили результаты морфометрических построений.

В. И. Гридин составил схему тектонического строения восточной части Припятского прогиба, используя для этой цели карту явного остаточного рельефа, продольные профили рек, горизонтальную и вертикальную расчлененность рельефа. Указанная схема тектоники отличается от ранее составленных, по данным геофизики, карт и схем, большей полнотой и детальностью, наличием новых сведений по региональным и локальным структурам. На морфометрических картах четко выделились северо-западные отроги Воронежского кристаллического массива. Переходная от Воронежского массива к Припятскому прогибу зона характеризуется ступенчатым погружением фундамента дизъюнктивных нарушений северо-западного или субширотного простирания.

В. И. Гридин, Л. С. Гирилович (1967) построили на территории Припятской впадины карты явного остаточного рельефа, порядков долин, базисных поверхностей и скрытого остаточного рельефа 2, 3 и 4-го порядков и разностей базисных поверхностей. Кроме того, были построены карты относительной горизонтальной расчлененности рельефа по осредненным длинам долин 2-го и 3-го порядков и карты относительной вертикальной расчлененности рельефа по осредненным заложениям изобазит 2-го и 3-го порядков. Авторами предложен новый прием интерпретации карты явного оста-

точного рельефа — метод «проявления», позволяющий более уверенно выделить неотектонические структуры.

«По результатам среднемасштабных морфометрических и картометрических построений составлена сводная схема тектонического строения Припятской впадины. На ней получили отображение из известных ранее 87 локальных положительных структур 85 поднятий; 2 структуры (2,3%) на составленных картах не отобразились; удовлетворительным соответствием контуров (смещение от  $\frac{1}{3}$  до 1,0 диаметра) характеризуются 24 поднятия (27,6%); хорошим (смещение от  $\frac{1}{3}$  до  $\frac{2}{3}$ ) — 41 структура (47,2%); 20 локальных поднятий характеризуются полным совмещением контуров (смещение до  $\frac{1}{3}$  диаметра) (стр. 46—47). «Помимо известных ранее, морфометрическими и картометрическими построениями выявлено 74 локальных поднятия, в том числе 16 структур в пределах склонов и 58 поднятий в пределах Припятской впадины» (стр. 47).

Авторы указывают, что построение тектонических схем и карт Припятской впадины возможно лишь в результате комплексирования геоморфологических, аэрогеологических, геофизических и морфометрических исследований.

На территорию Белоруссии были построены карты базисных и вершинных поверхностей разных порядков с сечением изобазит и изогипсобазит через 20 м (И. А. Медушевская, 1966). В результате интерпретации указанных карт И. А. Медушевская выделила «зоны относительных поднятий и опусканий, локальные положительные структуры различных порядков и зоны тектонических нарушений» (стр. 70). И. А. Медушевская пришла к выводу, что необходимо «при выявлении разломной тектоники кристаллического фундамента и осадочного чехла, привлечение всего имеющегося материала по данным морфометрических построений и геофизических работ» (стр. 72).

На основании геологических, геофизических и морфометрических данных И. А. Медушевская составила структурно-тектоническую схему Белоруссии.

На территорию Западной Литвы А. И. Шляуна (1968) построил карты порядков долин, базисной поверхности и остаточного рельефа 3-го порядка с сечением изобазит через 10 м. На исследованной территории, по данным картам, выделен ряд линейных тектонических форм, имеющих субширотное и субмеридианальное направление «Они в большинстве случаев совпадают с тектоническими структурами, вы-

явленными геофизическими исследованиями» (стр. 31). Подковообразный или заливообразный рисунок изобазит обычно характеризует локальные положительные структуры, приуроченные к выступам кристаллического фундамента. Остаточный рельеф окаймляет положительные структуры или приурочен к зонам тектонических нарушений, характеризующихся сгущением изобазит. Наблюдается «достаточно хорошее совпадение структур, выделенных морфометрическим методом и геофизическими исследованиями» (стр. 31).

### Центральные районы Русской равнины

Н. А. Граменицкая, Е. А. Фетищева (1969) на территорию Ярославского Поволжья построили карту базисной поверхности 2-го порядка с сечением изобазит через 20 м. При сопоставлении контуров новейших поднятий, выявленных морфометрическим анализом, со схематической картой поверхности верхнеюрских отложений выяснилось, что структуры VI, VII и X полностью совпадают на обоих картах, а структуры I, IV, VIII, IX и XI смещены (в основном на 3—5 км) к юго-востоку. Морфометрически намеченное поднятие смещено к югу и юго-западу относительно IX и к северо-западу — относительно X структуры. Локальное XIII поднятие выделяется только на карте поверхности глинистых верхнеюрских отложений и не выражено на карте базисной поверхности. Н. А. Граменицкая и Е. А. Фетищева считают, что причиной этого является отсутствие активности структуры в новейшее время. Морфометрически выделенные поднятия II и III расположены в пределах мезозойской структуры, причем размеры их уменьшены по сравнению с данными бурения. Наблюдается также сокращение площадей IV, VII, VIII, IX и X морфометрически установленных поднятий по сравнению с мезозойскими структурами. Н. А. Граменицкая, Е. А. Фетищева (1969) полагают, что «неотектонические структуры, выявленные методами морфометрии, можно эффективно использовать при реконструкции мезозойского структурного плана» (стр. 40).

### Северо-Запад Русской равнины

Б. Н. Можаяев (1966) использовал морфометрический метод при исследованиях Вино-Крестецкой, Будогоизской и Бабинской площадей, расположенных на северо-западе Русской

равнины. По данным этого исследователя, применение морфометрического метода «для поисков локальных структур в условиях ледникового рельефа, даже в пределах озерно-ледниковых низин с малой мощностью четвертичных отложений» (стр. 52), дало отрицательный результат.

Морфометрические исследования, проведенные на разбуренных площадях Ленинградской и Новгородской областей, также не дали обнадеживающих результатов (Б. Н. Можаяев \*).

Б. Н. Можаяев отмечает, что при совместном анализе карт базисных поверхностей и остаточного рельефа 2-го и 3-го порядков с некоторой условностью выделяются на оси Гатчинско-Павловского вала два поднятия изометрической формы с длинной осью, расположенной перпендикулярно вытянутости вала.

Массивы высокого остаточного рельефа проходят вдоль Балтийского глинта, что особенно отчетливо видно на карте базисной поверхности и остаточного рельефа 3-го порядка. По нашему мнению, это может указывать на наличие разлома, расположенного вдоль Балтийского глинта (уступа).

Сопоставление карт базисных поверхностей и остаточного рельефа со структурным планом на Приильменскую площадь (Новгородская область), составленным по данным сейсморазведки и подтвержденным бурением, показало отсутствие связи морфометрических показателей с тектоникой.

В другой работе Б. Н. Можаяев (1966в) пишет, что анализ рисунка гидрографической сети позволил выделить в пределах северо-запада Русской платформы разрывные нарушения, протяженностью до 30—70 км по долинам рек Волхов, Полисть, Луга, Неман и др. (стр. 133). Спряmlенные отрезки речных долин на некоторых участках, например на Волховско-Ловатском, позволяют предполагать наличие зон дробления шириной до 40—50 км и протяженностью до 200—220 км. Наиболее четко прямолинейные отрезки долин проявляются в условиях малой (до 10—20 м) мощности четвертичных отложений. В этих условиях коренные породы «просвечивают» или выходят на поверхность, а поэтому реки и овраги легко используют разрывы и трещины. «На ледниковых аккумулятивных возвышенностях, где мощность четвертичных образо-

---

\* Доклад на 2-м межвузовском совещании по морфометрическим методам поисков тектонических структур (Саратов, 1965 г.).

ваний доходит до 100—200 м, очертания рек в плане, как правило, очень прихотливо» (стр. 134).

Б. Н. Можаяев (1966в) указывает, что при поисках погребенных поднятий в ледниковых областях необходимо уделять внимание точному определению порядка небольших долин. По его мнению, характер (точнее — скорость) нарастания порядков долин «предопределен в некоторой мере приуроченностью современных водотоков к ложбинам стока талых ледниковых вод, выраженных в современном рельефе сквозными долинами» (стр. 135). Порядок долин в этих случаях необходимо уточнять по крупномасштабным картам, а еще лучше — по крупномасштабным аэрофотоснимкам. Б. Н. Можаяев (1966в) пишет, что поднятия, намечаемые по картам долин рек одного порядка, построенным по методике В. Я. Гвина (1963), в большинстве случаев находят подтверждение в геологических или геофизических материалах. Большее внимание, чем во внеледниковых районах, по мнению Б. Н. Можаяева (1966в), следует уделять явному остаточному рельефу, сложенному четвертичными отложениями разного состава и происхождения. Водно-ледниковые аккумулятивные формы, такие, как озы и камы, Б. Н. Можаяев не советует считать явным остаточным рельефом. Мы не согласны с этим положением. Явный рельеф может быть представлен как денудационными, так и аккумулятивными формами различного происхождения.

Причинами, объясняющими невозможность выполнения однозначной структурной интерпретации морфометрических карт в пределах северо-запада Русской платформы, по мнению Б. Н. Можаяева (1966 а, б), являются: 1) молодость рельефа, не превышающая 10—15 тысяч лет, и обусловленное ею слабое эрозионное расчленение как в плане, так и по вертикали; 2) прекращение структуроформирующих движений в нижнем палеозое; 3) малая амплитуда высот структурной поверхности (12—20 м), ввиду чего гравитационное влияние масс пород фундамента, участвующих в строении структур, недостаточно, чтобы вызывать аномально повышенную эрозионную деятельность. Положительные гравитационные аномалии в 0,6—3,6 mgal, отмечаемые высокоточными гравиметровыми работами над сводами некоторых структур, по-видимому, являются недостаточными для ускорения эрозионного расчленения сводов поднятий.

Б. Н. Можаяев пишет, что приведенные выводы в принципе не отрицают возможность применения морфометрического

метода для поисков тектонических структур в ледниковых областях. Благоприятными предпосылками для применения метода в областях ледниковой аккумуляции, по мнению Б. Н. Можяева, являются: 1) значительные амплитуды локальных структур; 2) небольшая мощность четвертичных отложений и 3) достаточно интенсивное эрозионное расчленение.

### Западно-Сибирская низменность

На север Западно-Сибирской низменности построены карты порядков долин, базисных поверхностей 2-го порядка с сечением изобазит через 20 м (местами — через 10 м) и карта остаточного рельефа (Е. В. Герман и др., 1967). В Березовско-Козымовском районе на морфометрических картах подтвердилась структура первого порядка — Северо-Сосьвинский свод. Он четко выделяется резким сгущением изобазит и обширными полями в основном скрытого остаточного рельефа. Получили отражение также Радомский вал и Полудский свод, разделенные Бобровским прогибом. В их пределах выявлены морфоструктуры третьего порядка, совмещающиеся с известными локальными поднятиями. На Тазовском полуострове на водоразделе Ныды и Ярудея установленные сейсмозондированием структуры почти полностью совпали с морфометрическими поднятиями, выявленными ранее. Сейсмозондирование подтвердило также морфометрические поднятия на Пурпе и Айваседа-Пуре. В Нижне-Обском районе большинство известных, по сейсмическим данным, структур выявлены также и морфометрическим методом (А. Н. Ласточкин, 1966).

Ряд выделенных, по данным морфометрии, поднятий подтверждены полевыми геолого-геоморфологическими исследованиями. Для них характерны магнитные и гравиметрические отрицательные аномалии. К ним относятся Северо-Ямальское поднятие, Ямальский свод, Нурминский мегавал и осложняющие их многочисленные локальные поднятия, расположенные на Ямальском полуострове. На Тазовском полуострове выделены Северо-Тазовский, Ныдинский, Понгра-Хадутжинский валы и осложняющие их локальные поднятия. На Пур-Надымском междуречье выявлены Арка-Таб-Яхинский вал, Танловское, Хорветинское, Верхне-Пурское, Венга-Пурское и другие поднятия. На юге Пур-Тазовского междуречья по сгущенному рисунку изобазит и значительной мощ-

ности остаточного рельефа четко выделяется известный ранее Верхне-Тазовский свод. Остаточные высоты расположены на крыльях структур, четко оконтуривая их. На поднятиях, имеющих прямой рельеф, остаточный рельеф приурочен к своду. Так, на своде Ватыльского поднятия, хорошо выделяющегося по геолого-геоморфологическим данным, расположено сплошное поле скрытого остаточного рельефа мощностью в 80 м. Толькинский прогиб и Пуровская впадина характеризуются резким увеличением заложения изобазит, а мощность остаточного рельефа колеблется в пределах 10—20 м, изредка достигая максимума в 30 м. Переходная зона между Верхне-Тазовским сводом, Пуровской впадиной и Толькинским прогибом четко фиксируется резким сгущением изобазит, создающим своеобразную ступень, которая почти точно совпадает с зоной разломов, выделенной по геофизическим данным Н. В. Шаблинской в 1964 г.

Г. И. Худяков (1963) пишет, что базисные поверхности 5-го, 6-го и более высоких порядков в центральной части Западно-Сибирской низменности «ориентировочно отражают конфигурацию Ханты-Мансийской, Омской (совместно с Колундинской), Юганской, Нюрольской впадин и в гораздо меньшей степени — контуры развитых здесь положительных структур» (стр. 47). Г. И. Худяков указывает, что в Западно-Сибирской низменности впадины являются тектонически активными и поэтому более ярко выражены в рельефе. Васюганский вал на карте базисной поверхности выявляется как структурная седловина окружающих его впадин — Ханты-Мансийской, Омской, Нюрольской и Юганской.

Г. И. Худяков (1964) пишет, что «карты базисных поверхностей высокого порядка отражают здесь (в Западно-Сибирской низменности) современную тектоническую структуру, независимо от времени заложения основных ее элементов» (стр. 87). По мнению Г. И. Худякова, «карты базисных поверхностей, выполненных для разнопорядковых и в основном крупных долин на обширных территориях с разновозрастной тектонической структурой, отражают прежде всего не время заложения элементов последней, а в основном порядок их современной соподчиненности друг другу» (стр. 87). С этими положениями следует согласиться. Карты базисных поверхностей отражают не возраст (время заложения) структур, а их плотностную характеристику и направление современных и новейших вертикальных движений земной коры.

Г. И. Худяков (1963, 1964) пишет, что выявление структур третьего порядка по картам базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков при сечении изобазит в 20 м в условиях Западно-Сибирской низменности оказалось малоуспешным. Рисунок изобазит на этих картах весьма неотчетлив, дает лишь наглядные представления о характере элементарных уклонов местности в пределах водосборных площадей рек более высокого порядка.

На малую эффективность карт базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков для поисков локальных поднятий в условиях центральной части Западно-Сибирской низменности указывают и другие исследователи (Л. К. Зятькова, 1961 и др.).

### Вилу́йская низменность

М. В. Михайлов (1963) выполнил морфометрические исследования мелкого масштаба в центральной и южной частях Вилу́йской синеклизы и северного склона Алданского массива. По картам базисных поверхностей и остаточного рельефа 2-го порядка им выделены известные по геологическим и геофизическим работам структуры второго порядка — Якутское, Синское, Намакинское, Сунтарское и другие поднятия. М. В. Михайлов пишет, что выделенные валлообразные поднятия совпадают с положительными аномалиями силы тяжести, причем некоторым из них на картах рельефа кристаллического фундамента соответствуют выступы (Средне-Синское, Якутское). Можно сделать предположение, что такие структуры, как Средне-Синская, Алдано-Ленская, Нижне-Синская, обязаны своим происхождением выступам блоков кристаллического основания платформы, а что касается Якутского, то эта связь подтверждена бурением. В. Ф. Филатов (1963) указывает, что скважина, расположенная на периферии Сунтарского поднятия, в пределах положительной гравитационной аномалии на глубине 367 м вошла в кору выветривания кристаллического фундамента платформы.

Следует указать, что Верхне-Тюгенинское и Бердигястяхское поднятия не обнаруживают связи с гравитационными аномалиями. М. В. Михайлов считает, что эти поднятия имеют несколько другой генетический тип. Возможно, что они отражают лишь коробление осадочного чехла при продолжающемся прогибании Вилу́йской синеклизы.

В. Ф. Филатов (1963) пишет, что морфометрические исследования, выполненные на территории Кимпендйайских дис-

локаций в дополевой период, выявили ранее неизвестные поднятия, существование которых было затем подтверждено геологической съемкой. Так, были выделены по карте базисной поверхности 2-го порядка, а потом найдены при полевых геолого-геоморфологических работах поднятия: Кюэль-Хайское, Элесинское, Атыяхское, Кэдержинское и т. д. Построенная мелкомасштабная карта базисной поверхности 2-го порядка на большую территорию позволила выявить общий тектонический план Вилюйской синеклизы и выделить участки, где следовало ожидать локальные тектонические структуры, имеющие различное морфометрическое выражение (В. Ф. Филатов, 1967 а). По среднемасштабным картам базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка были выделены локальные поднятия. При этом выяснилось, что все известные ранее структуры в той или иной степени совпадают с поднятиями, выявленными по морфометрическим признакам, за исключением Усть-Мархинской и Усть-Инэренской брахиантиклиналей, отличающихся небольшими размерами и расположенных в поймах рек.

При сопоставлении морфометрической карты с геолого-геофизическими материалами удалось наметить три группы поднятий, имеющие различные интерпретационные признаки.

К первой группе относятся поднятия второго порядка, выделяющиеся по резкому массивному сгущению подковообразных изобазит с заложением в 1—3 км и относительными высотами остаточного рельефа, достигающими 80—100 м. Речные долины часто образуют спрямленные участки, совпадающие с простираанием поднятия. Как правило, «эти структуры являются погребенными горстовыми образованиями палеозойского возраста, которым в мезозойских отложениях соответствует лишь слабый антиклинальный перегиб слоев возникший в результате унаследованного развития». Этим поднятиям обычно свойственны большие положительные гравитационные аномалии. К ним относятся Сунтарское, Якутское и другие поднятия. Выявленное морфометрическим анализом Средне-Синское поднятие, по-видимому, также является погребенным палеозойским горстом.

К следующей группе относятся поднятия второго порядка, выделяющиеся по небольшим сгущениям изобазит, образующих мелкоизвилистый рисунок с заложением до 3—6 км. Локальный остаточный рельеф не отличается по высоте от фонового, но имеет небольшие размеры, что является следствием большой горизонтальной расчлененности. Преобла-

дают малые долины, спрямленные участки которых совпадают с простиранием поднятий. Транзитные долины имеют antecedентный характер. Для этого типа поднятий характерны отрицательные гравитационные аномалии. По-видимому, данные поднятия выражены лишь в мезозойских отложениях и не имеют «корней» в палеозойском структурном этаже. К этим поднятиям относятся Чукульская, Бердигистяхская и Верхне-Тюгэнинская структуры.

К третьей группе следует отнести Средне-Вилуйское и Хатынг-Юряхское поднятия. Средне-Вилуйское поднятие лежит в пределах террас р. Вилуя, долина которого расположена по оси поднятия. Оно выражено незначительным (на огромных по площади) сгущением изобазит и превышением остаточного рельефа до 40—60 м. Выделенное поднятие соответствует структуре в мезозойских отложениях, формирование которой началось, по-видимому, с нижнемелового времени.

Хатынг-Юряхское поднятие выделяется по незначительному сгущению изобазит и некоторому превышению остаточного рельефа. Данное поднятие как по положению, так и по форме совпадает со значительным гравитационным максимумом. Указанные признаки сближают это поднятие с погребенным горстом. Но сейсморазведка не нашла в осадочном чехле не только горста, но и антиклинального перегиба. В. Ф. Филатов (1967 а) считает, что «морфометрический контур в данном случае отражает наличие внутри фундамента блока, сложенного более плотными породами, возможно, несколько приподнятого» (стр. 278).

Всего в пределах восточной части Вилуйской синеклизы, по данным морфометрического анализа, В. Ф. Филатов (1967 б) выделил 47 неизвестных ранее локальных и 5 региональных поднятий. Из этого числа геолого-съёмочными и маршрутными работами подтверждено 8 локальных структур. Сейсморазведкой найдена одна из структур и выявлены антиклинальные перегибы на четырех структурах. Электроразведкой подтверждены две локальные структуры, из которых одна была выявлена также и сейсморазведкой.

А. М. Берлянт (1967) на участок Вилуйской синеклизы, охватывающий нижнее течение р. Вилуя и отрезок среднего течения р. Лены, построил карту порядков долин, карты базисных поверхностей 2, 3, 4 и 5-го порядков с сечением изобазит через 20 м и карту остаточного рельефа 3-го порядка. На карте базисной поверхности 3-го порядка были выделены

локальные поднятия и опускания, а на карте 5-го порядка — региональные области поднятия и опускания.

А. М. Берлянт указывает, что «сгущение изобазит высотой 70—90 м на карте базисной поверхности 3-го порядка, отражающее уступ I-й надпойменной террасы, абсолютно точно совпадает с одной из изоаномалий вплоть до совпадения мельчайших изгибов» (стр. 198). Такое же совпадение наблюдается и в области Хатынг-Юрхского поднятия. А. М. Берлянт указывает, «что общий рисунок изобазит на карте 5-го порядка хорошо согласуется со строением гравитационного поля на карте региональных аномалий силы тяжести» (стр. 198). Остаточный рельеф 3-го порядка и выделяемые по нему локальные антиклинальные поднятия совпадают с локальными максимумами силы тяжести и антиклинальными складками по кровле юрских пород, выявлены сейсморазведкой. Характерно «концентрическое расположение остаточных десятиметровых высот в пределах поймы и I—II надпойменных террас, всегда четкое совпадение с локальными аномалиями силы тяжести» (стр. 199).

### Восточная Сибирь

В пределах Лено-Алданского междуречья И. П. Варламов (1963) по заложению изобазит выделил два района — северный и южный. Граница между районами хорошо фиксируется сгущением изобазит.

Для первого района, расположенного южнее широтного отрезка долины р. Алдан, характерны большие заложения изобазит, колеблющиеся от 10 до 30 км, при 20-метровом сечении. Высоты изобазит лежат в пределах от 140 до 220 м. Этот район выделен И. П. Варламовым в 1952 г. как район относительного прогибания в неоген-четвертичное время, он имеет в основном аккумулятивный рельеф. Впоследствии было доказано, что в этом районе палеозойские и мезозойские породы почти сплошь перекрыты чехлом неоген-четвертичных осадков мощностью в десятки и даже сотни метров. Описанный район совпадает в основном с внешней зоной Предверхоянского прогиба.

Второй район расположен южнее и юго-восточнее первого, в пределах Татто-Амгинского и Амгинско-Алданского междуречий. Заложения изобазит здесь колеблется от 4 до 10 км при 20 м сечений, а высоты их лежат в пределах от

140—180 до 260—300 м. Здесь развит денудационный рельеф. Неоген-четвертичные отложения небольшой мощности наблюдаются лишь по долинам рек. И. П. Варламов относит второй район, приуроченный к северному склону Алданского щита, к области общих поднятий в неоген-четвертичное время.

Б. В. Шибистов (1967) выполнил морфометрический анализ на часть междуречья Ангары и Подкаменной Тунгузки в пределах двух различных тектонических зон юго-восточной части складчатой области Енисейского кряжа и юго-западной части Сибирской платформы. На исследованную территорию были построены карты базисных поверхностей и остаточного рельефа с сечением изобазит через 50 м, а также карты разности базисных поверхностей. Все известные структуры получили достаточно четкое выражение в относительных высотах остаточного рельефа. Максимальные высоты остаточного рельефа обычно проходят кольцом или полукольцом вокруг антиклинальных поднятий. Прогибы выделяются по фоновому остаточному рельефу и относительно небольшим редко расположенным локальным остаточным высотам. Морфометрический анализ помог уточнить представление о глубинном строении исследованной площади. Базисные поверхности и остаточный рельеф в одних случаях отражает структуры нижнего, а в других — верхнего палеозоя. По-видимому, в рельефе и в морфометрических показателях наиболее четко выделяются структуры, испытывающие более интенсивные движения в настоящее время.

### Центральное Забайкалье

На обширную территорию Центрального Забайкалья Г. Ф. Уфимцев и А. И. Сизиков (1965) построили карты вершинной поверхности с сечением изогипсобазит через 40 и 80 м. На картах вершинных поверхностей выявились «сводово-глыбовые поднятия, группирующиеся в цепи северо-восточного простиранья. При этом часто наблюдается кулисообразное расположение структур» (стр. 82). Установлена неоднородность Яблокового и Цаган-Хуртейского хребтов, состоящих из нескольких сводов, кулисообразно располагающихся по отношению друг друга. Во внутренних частях сводов наблюдаются зоны прогибания, а также осложняющие их грабены. На крыльях сводов выявлены поперечные и продольные блоки. Неотектонические структуры фиксируются и

в межгорных прогибах. Сопоставление с геофизическими данными показало приуроченность небольших возвышенностей и понижений к определенным неоструктурам. «Наиболее четко выявляются по наличию сближенных и линейно вытянутых изогипсобазит омоложенные разломы и переходные тектонические зоны от сводов к прогибам» (стр. 84). На отдельные районы были построены карты базисных поверхностей разных порядков. «Изобазиты хорошо подчеркивают переходные тектонические зоны и омоложенные разломы» (стр. 84), отражая участки верхнеплейстоценовых и голоценовых движений.

«Сравнение данных морфометрического анализа с геологическими и геофизическими материалами говорит о большой степени их достоверности. При этом устанавливается большое сходство морфометрических, геологических и геофизических (особенно гравиметрических) данных в Читино-Ингодинской и Хилокской системе впадин» (стр. 84).

Л. И. Фердман (1967) на Читино-Ингодинскую впадину Центрального Забайкалья построил карту порядков долин, базисных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков остаточного рельефа 3-го порядка и вершинных поверхностей 2-го и 3-го порядков. После всестороннего анализа данных карт для окончательных исследований были отобраны карты базисной и вершинной поверхности 3-го порядка и карта остаточного рельефа того же порядка. Поднятия выделялись по рисунку и заложению изобазит и изогипсобазит, по форме и расположению локального рельефа. Контуры, выявленные по указанным выше картам поднятий, почти полностью совпали. На основании окончательной интерпретации была составлена тектоническая схема впадины. Сравнение указанной схемы с картой поверхности кристаллического фундамента, составленной по данным электро- и гравиразведки, показало, что большая часть выделенных локальных антиклинальных структур (Николаевская, Бальзовская, Кукинская, Черновско-Шишкинская) соответствует поднятиям фундамента.

### **Равнины Мангышлака, Устюрта и Центральных Кызылкумов**

На территории Южного Мангышлака В. В. Грибков (1967) построил карту базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка с сечением изобазит через 20 м. В пределах Южно-Мангышлакского прогиба, покрытого гравиметрической и магнитометрической съемками, а также сетью

сейсмических профилей, контуры поднятий, выявленных морфометрическим методом, хорошо совместились со структурами, установленными геофизическими работами. В результате морфометрических исследований недостаточно изученной Карынжарыкской седловины было уточнено ее тектоническое строение и выявлено несколько поднятий, перспективных на поиски нефти и газа.

На плато Устюрт А. Т. Юдин и Р. И. Денисов (1967) построили карты порядков долин, базисных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков и явного локального остаточного рельефа. Заложения между изобазитами при сечении в 30 м достигают 3—5 км, а иногда и больше. Несмотря на большие заложения, локальные поднятия выделяются по подковообразному, эллипсоидному рисунку изобазит различного порядка. Большинство поднятий имеет прямое выражение в рельефе, ввиду чего локальный остаточный рельеф приурочен к сводам. Встречаются поднятия (Кокпахты, Шахпахты, и т. д.), имеющие обращенное и полуобращенное выражение в рельефе. На плато Устюрт локальные структуры в основном имеют унаследованный характер, ввиду чего не наблюдается большого различия в рисунке изобазит разных порядков. В результате выполненных морфометрических исследований на плато Устюрт выделено 80 локальных поднятий. Большинство антиклинальных поднятий, выявленных ранее геологической съемкой, структурным бурением и геофизическими работами, нашли отображение на морфометрических картах. Кроме того, выявлены новые, ранее неизвестные локальные поднятия и прогибы. Последующей геологической съемкой, сопровождающейся картировочным и структурным бурением, были подтверждены Кохназайское, Аджибайское, Бамчуакское, Южно-Капанбайское, Северо-Капанбайское и другие поднятия.

На Центральные Кызылкумы, к югу от хребта Мурунтау, строились карты порядков долин, базисных поверхностей 2, 3, 4 и 5-го порядков, явного локального остаточного рельефа и карты разностей базисных поверхностей между 2-м и 3-м, а также между 3-м и 4-м порядками. По характерному рисунку изобазит разных порядков и расположению явного остаточного рельефа выделяются зоны поднятий и прогибов.

На территорию к юго-востоку от г. Бухары в пределах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции были построены карты порядков долин, базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков, явного локального остаточного рельефа и разности

базисных поверхностей между 2-м и 3-м порядками. На исследованной территории было выделено 22 локальных поднятий.

На некоторых площадях выявились разногласия в трактовке тектонического строения между данными морфометрических исследований и результатами геологосъемочных работ. Так, геологической съемкой южнее г. Бухары было выделено два локальных поднятия северо-восточного простирания — Маллякумское и Гирсанское. По данным же карты базисной поверхности и остаточного рельефа, на месте Маллякумского поднятия вырисовался прогиб, а свод Гирсанского поднятия находился юго-восточнее на 2,5 км. Для уточнения полученных результатов на указанных площадях было поставлено структурное бурение глубиной до 500 м до кровли бухарских слоев палеоцена. Результаты бурения полностью подтвердили прогноз тектонического строения, основанного на данных морфометрического анализа.

## Урал

И. П. Варламов (1963) использовал карту базисной поверхности для изучения молодой тектоники западного склона Башкирского Урала и Предуралья. Данная карта помогла разграничить западное крыло складчатого Урала от Предуральского прогиба. Эта граница четко фиксируется резким сгущением изобазит, создающим своеобразную ступень, обращенную от первой области ко второй. Граница почти точно совпадает с тектонической ступенью древнего заложения. В пределах складчатого Урала заложения между изобазитами при 20-метровом сечении очень небольшие, а высоты их лежат в пределах от 200—300 до 600—700 м. В пределах Предуральского прогиба заложения между изобазитами значительно увеличиваются, а высоты их снижаются от 360—300 до 180—100 м.

## Северный Кавказ

В Ставропольском крае В. М. Шалошниковым, начиная с 1958 г., выполняются морфометрические исследования. Так, по карте базисной поверхности и остаточного рельефа с сечением изобазит через 50 м в Центральном и Восточном Пред-

Кавказе были выявлены тектонические структуры первого порядка: Ставропольский свод, моноклираль северного склона Кавказа, южный борт кряжа Каргинского, Терско-Кумская депрессия и ряд структур второго порядка. Указанные структуры четко выделяются региональными изгибами базисной поверхности и характерным расположением остаточного рельефа. На Ставропольском своде наблюдается хаотическое расположение остаточного рельефа. В пределах Восточно-Ставропольской впадины остаточный рельеф имеет удлиненную, ориентированную в юго-восточном направлении, форму. В Каратюбинской впадине остаточный рельеф имеет субмеридиональную ориентировку (С. Г. Неручев, В. М. Шапошников, 1960; В. М. Шапошников, 1968).

Последующие более детальные морфометрические исследования позволили составить тектоническую схему Центрального и Восточного Предкавказья, на которой были показаны структуры первого и второго порядков и региональные дизъюнктивные нарушения. Было выявлено около 70 новых прогнозных локальных поднятий и подтверждено более 80% ранее известных структур, в том числе такие крупные, как Северо-Ставропольское и Кугульгинское газовые месторождения, Прасковейское, Озек-Суатское, Северо-Нагутское, Зимнеставкинское газонефтяные месторождения (В. М. Шапошников, 1966).

Следует указать, что ряд локальных поднятий, выявленных морфометрическим методом, хорошо совпадает с ранее известными структурами по простиранию, размеру, местоположению и конфигурации (В. М. Шапошников, 1963 а, б).

Локальные поднятия — Южно-Кугульгинское, Ровненское, Убеженско-Николаевское, Буйволинское, Летнеставкинское, Озек-Суатское, Зимнеставкинское, Величаевское и ряд других ранее известных структур — не были обнаружены на карте базисной поверхности и остаточного рельефа при сечении изобазит через 20 м. Однако некоторые из этих структур, расположенные в Озек-Суатском районе, были выявлены по морфометрической карте с сечением изобазит через 5 и 2,5 м (В. П. Философов, В. М. Шапошников, 1963).

Часть выявленных морфометрическим методом поднятий подтверждена сейсморазведочными и буровыми работами. Так, сейсмическими работами 1959—1960 гг. подтверждены Арзгирское, Голубинское и Каменнобалковское поднятия. При сохранении простирания и конфигурации наблюдается смещение сейсмического контура по отношению к морфомет-

рическому к северу на 2 км. В 1963 г. сейсморазведкой почти без смещения выявлены Южно-Озек-Суатское, Тукуйское (Курган-Амурское), Дроздовское (Ново-Колодезное) и Каясулинское морфометрические поднятия. Структурным бурением в течение 1961—1963 гг. подтверждены по кровле эоцена и олигоцена — с различной степенью детальности — 4 морфометрических поднятия: Дубовское, Петропавловское, Надеждинское и Базо-Балковское.

Глубокое разведочное бурение проводилось на 3 поднятиях, выявленных морфометрией. В центральной части Приграничного поднятия, расположенного на 8—10 км восток-северо-восточнее Озек-Суатского нефтяного месторождения, пробуренная скважина вскрыла кровлю IX пласта нижнего мела выше на 26 м, чем в скважинах, расположенных в пограничных частях структуры. Из скважины получена высокоминерализованная вода с большим дебитом, что может свидетельствовать о близости водо-нефтяного контакта. В пределах Восточного (Бакресского) морфометрического поднятия глубокими разведочными скважинами открыты высокопродуктивные нефтяные залежи в нижнемеловых и юрских отложениях на глубине от 3 000 до 3 600 м.

Следует отметить, что Северо-Озексуатское и Косякинское прогнозные морфометрические поднятия, несмотря на проведенное структурное и глубокое бурение, пока не подтверждены. В. М. Шапошников связывает это, с одной стороны, с отсутствием достаточно твердой теоретической основы морфометрического метода и масштабом исследования, а с другой стороны, — с недостатками организации буровых работ по проверке морфометрических данных (В. М. Шапошников, 1964, 1965, 1966, 1967).

## Закавказье

С. И. Кулошвили, В. М. Шапошников (1966) построили на Карталинскую межгорную депрессию карты порядков долин, базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка с сечением изобизит и изогипсопахит через 20 м до высоты 900 м, а выше — через 100 м. В результате геолого-геоморфологического анализа построенных карт оказалось, что поднятия, выявленные по морфометрическим картам, совмещаются со структурами, ранее установленными геологическими и геофизическими методами. На основании выпол-

ненного исследования авторы пришли к следующим выводам:

1. Большинство выделенных ими поднятий «имеет обращенный рельеф, характеризующийся расположением долин вдоль длинной оси структуры, дугообразным рисунком изобазит, обращенным вершиной к одной из периклиналей, отсутствием остаточных высот вдоль свода структуры и обилием их на крыльях и периклиналях» (стр. 129).

2. Морфометрически установленное поднятие, соответствующее «Громской и Метесмакской антиклиналям, имеет прямое отражение в рельефе, которому свойственны радиальное расположение долин, эллипсообразный рисунок изобазит, присутствие локальных остаточных высот в пределах свода структуры и на ее крыльях» (стр. 129).

3. «Несколько антиклинальных поднятий, расположенных в непосредственной близости друг от друга, могут отображаться на морфометрических картах» (стр. 129) в виде одного большого поднятия.

4. «В случае резкой асимметрии структуры максимальные остаточные высоты (как по размерам, так и по мощности) приурочиваются к более пологим крыльям» (стр. 129).

### Ферганская впадина

О. Г. Токарский, Е. Д. Боровская, О. В. Голик (1969) построили на Нарынскую зону Ферганской впадины карты порядков долин, базисных поверхностей и остаточного рельефа 2, 3, 4 и 5-го порядков с сечением изобазит через 20 м, схему спрямленных элементов рельефа и схему некоторых признаков неотектонической активности.

На карте порядков долин наглядно видно параллельное расположение долин 1, 2 и 3-го порядков. Совокупность долин указанных порядков создает характерный «грядовой» рельеф. Исходя из гипотезы тектонической предопределенности планового рисунка гидросети (И. Г. Гольбрайх и др., 1968), авторы интерпретировали схему направлений и типы гидросети как результат изменения тектонических условий в пределах смежных участков. Считая, что спрямленные участки рельефа в значительной степени соответствуют направлению тектонической трещиноватости, а направление стока зависит от наклона поверхности, которая в подавляющем большинстве случаев определяется тектоническими причинами, авторы пришли к выводу о сложном блоковом строении На-

рынской зоны. Гетерогенность тектонического строения Нарынской зоны отчетливо выделяется на картах базисных поверхностей и остаточного рельефа 3, 4 и 5-го порядков. Существенной особенностью всех морфометрических показателей: изменения направления густоты заложения и рисунка изобазит, смена типов и амплитуд относительных высот остаточного рельефа, смена направления и рисунка спрямленных участков рельефа — происходит, как правило, очень резко, причем границы разделов представляют прямые или приближающиеся к ним линии.

Анализ плановой формы «долин и водоразделов позволяет предполагать вдоль долины р. Нарын наличие крупного тектонического нарушения, разделяющего северо-восточный и северо-западный борта Ферганской впадины и являющегося южным продолжением Карасуйского глубинного разлома» (стр. 263).

По данным указанных авторов, внутри «блоков выделяются участки с различным характером рисунка и направления гидросети младших порядков. Эта особенность позволила подразделить блоки более дробно — на структурные ступени, понижающиеся с севера на юг и имеющие широтное простираание для северо-восточного борта Ферганы и юг — юго-восточное — для северо-западного ее борта. Каждой ступени соответствует определенный тип рисунка гидросети, но вместе с тем наблюдается и некоторая общность» (стр. 294). «Поперечные тектонические нарушения, ориентированные субмеридионально к оси Ферганской впадины, ограничивают крупные блоки, которые субширотными «продольными» разломами разделяются на субширотные структурные ступени» (стр. 294).

«Блоково-ступенчатое строение изученной территории четко отражается на схеме базисной поверхности и остаточного рельефа 3-го порядка, на которой выделяется четыре основные формы базисной поверхности: выпуклая, вогнутая, наклонная и плоская. Отмечается определенная зависимость между формой базисной поверхности и геологическим строением. Эта связь заключается в следующем: а) сложность формы базисной поверхности зависит от сложности геологического строения; б) выпуклая и выпукло-вогнутая форма базисной поверхности в целом отражает либо региональную, либо локальную интенсивно поднимающуюся антиклинальную структуру; в) наклонная форма базисной поверхности отражает моноклиналильные структуры; при этом отмечается

совпадение региональных наклонов базисной поверхности с региональными наклонами падения пластов палеогеновых отложений; в) плоская форма базисной поверхности характерна для внутренних прогнутых участков Ферганской впадины, выраженных в рельефе равнинами различного генезиса и пологим, почти горизонтальным залеганием четвертичных и неогеновых отложений; г) в пределах известных антиклинальных структур отмечаются небольшие локальные выпуклые формы базисной поверхности, выраженные замкнутым или петлеобразным рисунком изобазит с малым заложением» (стр. 294).

«Анализ построенных морфометрических карт в пределах выявленных бурением локальных структур позволил установить основные морфометрические тектонически-информативные показатели, характеризующие следующие общие закономерности выраженности антиклинальных структур в рельефе: а) в приосевой части структур, на крыльях и в местах ундуляции шарниров расположены крупные холмы явного остаточного рельефа; б) в пределах антиклинальных структур широко развиты вторичные врезы, конуса выноса и характерные обрывы циркообразной и полуциркообразной формы; в) в пределах структур наблюдается резкое усложнение планового рисунка гидросети; г) антиклинальные структуры выражены локальными формами выпуклой базисной поверхности, располагающимися либо на крыльях структур, либо около их сводовой части; д) морфометрические показатели, как правило, смещены к северу относительно контуров известных структур по палеогеновым отложениям, что, видимо, связано с асимметрией структур Нарынской зоны, имеющих крутое северное и пологое южное крылья и наклон осевой плоскости на север; е) известные антиклинальные структуры имеют различное соотношение с рельефом — прямое (Бедресай), обратное (Майлисай), полуобращенное (Майлису II—III—IV)» (стр. 265).

На основании вышеперечисленных признаков в пределах изученной северо-восточной части Ферганской впадины О. Г. Токарский, Е. Д. Боровская и О. В. Голик выделили 6 участков, перспективных на обнаружение локальных антиклинальных структур. «В настоящее время геолого-геоморфологическими исследованиями в районе Тегерского участка установлен небольшой антиклинальный перегиб в слоях неогенового возраста и крупные тектонические нарушения» (стр. 265).

## Зайсанская впадина Алтая

Л. А. Линева (1971) построила на Зайсанскую впадину карты порядков долин, базисных поверхностей и остаточного рельефа 2-го и 3-го порядков с сечением изобазит через 20 м. Результаты морфометрических построений и данные дешифрирования аэрофотоматериалов были объединены на одной карте. Сопоставление указанной карты с материалами по тектоническому районированию Зайсанской впадины позволило сделать ряд выводов.

На морфометрических картах нашли отражение следующие региональные структурно-тектонические поднятия и прогибы:

1. Северо-восточная зона, ограниченная линейными тектоническими нарушениями, состоит из ряда антиклиналей и синклиналей. К ним относятся Буронский блок — пологое купольно-глыбовое поднятие, Кара-Бюрюкская горст-антиклиналь, Кершинская, Чакельмеская и Колумбайская антиклинали, Турангинская синклиналь, Северный региональный разлом и оперяющие его линейные нарушения.

2. Центральный прогиб, объединяющий ряд мульд, прогибов и разделяющих их поднятий. Среди них выделяются Присайканский прогиб с Себеевской мульдой, Сайканское поднятие, Приманракский прогиб с расплывчатыми очертаниями Карабулакской мульды.

3. Юго-западная зона, характеризующаяся сложным гравитационным полем. Рисунками изобазит и изогипсобазит хорошо оконтуриваются Манракское и Аркалинское поднятия, Тологайская антиклиналь, Акжарская депрессия и Аксуатский прогиб.

Некоторые из выявленных локальных тектонических поднятий и разломов совместились с установленными ранее геологическими и геофизическими работами структурами. К ним относится Тополевское поднятие, входящее в зону Центрального прогиба (соответствующее данным гравиметрии, сейсморазведки и бурения). Контур Эльпенского купола, также входящего в зону Центрального прогиба, совпадает с результатами геологических и геоморфологических съемок.

Морфометрические построения дают возможность наметить в северо-восточной и восточной части Центрального прогиба ряд локальных поднятий, наличие которых необходимо проверить бурением. По данным морфометрических карт, полевых геологических наблюдений и дешифрирования аэро-

фотоснимков можно создать «канву» детальной структурно-тектонической схемы Зайсайской впадины.

Л. А. Линева на Центральный Зайсанский прогиб построила следующие морфометрические карты: порядка долин и водоразделов, базисных и вершинных поверхностей 3, 4, 5 и 6-го порядков, остаточного рельефа и размыва, а также разности между вершинной и базисной поверхностями 3-го порядка. Основная информация получена по картам базисных поверхностей и остаточного рельефа. Сгущенный рисунок изобразит с высотами 400—600 м в сочетании с формой скрытого остаточного рельефа мощностью до 100 м фиксирует местоположение и очертания крыльев складок, ориентировку осей региональных поднятий и прогибов, локальных антиклинальных поднятий и флексур, линейных тектонических нарушений.

Сгущенный рисунок изогипсобазит и локальный размыв глубиной до 40 м, являющиеся второстепенными морфометрическими показателями, помогли уточнить контуры намеченных структурно-тектонических форм.

Разности между вершинной и базисной поверхностями 3-го порядка с отметками от  $-10$  до  $+120$  и более метров дают наглядное представление об амплитуде эрозионных процессов в зависимости от интенсивности и знака неотектонических движений.

Морфометрические карты были сравнены с имеющимися геологическими и геофизическими материалами по Манракскому и Сайканскому региональным поднятиям, Приманракскому и Присайканскому региональным прогибам, Северо-Зайсанскому региональному разлому и Тополевской флекуре, а также по локальным структурам: Сарыбулакской — с прямым рельефом и Сарымонакской — с обращенным. На основании полученных данных была составлена таблица эталонных морфометрических признаков, характерных для указанных выше тектонических структур. Л. А. Линева считает, что таблицы эталонов помогут избежать субъективности в интерпретации морфометрических карт по тому или иному тектоническому региону. Со временем с помощью таких таблиц будет создан атлас морфометрических признаков региональных и локальных структур, характерных для различных тектонических зон СССР.

В результате интерпретации морфометрических карт была составлена итоговая тектоническая карта-схема, на которой были нанесены региональные и локальные структуры.

Контуры региональных выступов и прогибов, выделенных по морфометрическим картам, соответствуют региональным структурам, установленным геолого-геофизическими исследованиями. На карте-схеме выделены 36 локальных поднятий, из которых 20 выявлены впервые морфометрическим анализом. Сейсмические работы методами МОВ и КМПВ подтвердили по горизонтам кайнозоя, мезозоя и битуминозного верхнего палеозоя группу локальных структур в Себеевской мульде, выявленных впервые морфометрическим методом.

### **Остров Сахалин**

Л. Н. Соломатина (1963) построила на северо-восточную часть о. Сахалина карту базисной поверхности 2-го порядка. На эту карту были нанесены данные геологической съемки, детальной и региональной гравиметрии, сейсморазведки и простираения пород по дешифрированию аэрофотоснимков. Выполненная работа позволила уточнить тектоническую схему района, выявила закономерную связь высот рельефа с тектоникой, разграничила антиклинальные и синклинальные складки разных порядков, подчеркнув детали их строения. Было выявлено 16 южных антиклинальных складок разных амплитуд и размеров. Анализ указанных выше материалов показал, что шарниры третичных антиклиналей обычно совпадают с водораздельными линиями, а оси синклиналей соответствуют долинам рек. Наиболее приподнятые в рельефе структурные зоны являются наиболее приподнятыми и в тектоническом отношении. Положительные формы рельефа, приуроченные к антиклинальным складкам, отвечает положительным аномалиям силы тяжести. «Высота рельефа может определяться величиной гравитационных максимумов» (стр. 309).

Узкие водоразделы, вытянутые в широтном и диагональном направлениях, т. е. почти вкрест простираения складок, а иногда и параллельно им, часто приурочены к разрывным нарушениям. При этом водоразделы характеризуют приподнятое крыло сброса. К опущенным крыльям разрывных нарушений приурочены речные долины. По мнению Л. Н. Соломатиной, «длительно развивающиеся разрывы, не связанные с наличием складчатой антиклинальной структуры, соответствуют узким диагональным и меридиональным водоразделам» (стр. 310).

Л. Н. Соломатина считает, что в «молодых геосинклиналь-

ных областях, таких, как Сахалин, где третичный структурный рельеф четко отражается на топографической поверхности, для поисков локальных структур... достаточно построение гипсометрических карт, совмещенных с картами базисной поверхности второго и третьего порядков, данными аэрофотоснимков и детальной гравиметрической съемки» (стр. 310).

Г. С. Мишаков, В. В. Соловьев (1963), критически оценивая результаты морфометрических исследований, выполненные Л. Н. Соломатиной (1963), указали, что своды некоторых антиклинальных складок выражены не водоразделами, а речными долинами, а их крылья — возвышенностями. По их мнению, ни одна из новых структур, выявленных Л. Н. Соломатиной «на основании морфометрического метода, в пределах Охинско-Эхабинского района... не может считаться достаточно доказанной» (стр. 313). Для выяснения возможностей морфометрического метода, в условиях Северного Сахалина, необходимо дальнейшее проведение более тщательных исследований на хорошо изученных площадях и на большей территории.

С критическими замечаниями и предложениями Г. С. Мишакова и В. В. Соловьева следует согласиться.

### Краткие выводы

На основании анализа выраженности в морфометрических показателях тектонических структур можно дать следующую характеристику платформенных областей СССР:

1. Тектонические структуры выражены в рельефе как положительными, так и отрицательными формами, т. е. имеют прямой, обращенный или переходный рельеф.

2. В пределах локальных антиклинальных структур изобазиты и изогипсобазиты имеют подковообразный рисунок. В пределах моноклиналей изобазиты и изогипсобазиты располагаются прямолинейно и почти параллельно.

3. Морфометрические карты крупного масштаба дают возможность установить локальные структуры. Морфометрические карты мелких масштабов позволяют оконтуривать региональные структуры, вмещающие локальные. Правильное сочетание морфометрических карт крупного и мелкого масштабов позволит установить как региональные, так и локальные структуры.

4. Линейно вытянутые гущенные узкие полосы изобазит и изогипсобазит, по-видимому, приурочены к глубинным швам (разломам) кристаллического фундамента.

5. Площадь поднятия, выявленного морфометрическим методом, как правило, больше площади антиклинальной складки, установленной бурением или сейсморазведкой, хотя встречаются и исключения из этого правила.

6. Наблюдаются случаи, когда одно поднятие, намеченное по данным морфометрии, оконтуривает несколько структур, выявленных бурением или сейсморазведкой.

7. Простираие морфометрических поднятий часто не совпадает с простираием структур, по данным бурения или сейсморазведки.

8. Остаточный рельеф, лежащий выше базисных поверхностей соответствующих порядков, является результатом сложных сочетаний тектонических и денудационно-эрозионных и частично аккумулятивных процессов.

9. Совмещенный анализ остаточного рельефа и аномалий Буге позволяет, с одной стороны, более точно интерпретировать гравиметрические карты, а с другой стороны, — выявлять местоположение и примерную амплитуду новейших движений антиклинальных складок, перспективных на месторождения нефти и газа.

10. Опыт применения морфометрического метода в различных районах Советского Союза позволил установить, что гущенный подковообразный рисунок изобазит часто оконтуривает погребенные выступы кристаллического фундамента платформ или приурочен к положительным аномалиям Буге. Явный остаточный рельеф обычно совпадает с отрицательными аномалиями силы тяжести, а скрытый остаточный рельеф часто характеризуется относительно положительными аномалиями Буге.

11. Обычно сводовые части антиклинальных складок по различным структурным горизонтам не совпадают между собой. При этом морфометрические показатели хорошо отображают более древние своды структур и несколько хуже — поднятия по более молодым отложениям. Такое явление установлено при сопоставлении морфометрических показателей с данными бурения и сейсморазведки в пределах центральной части Саратовской области, а также Куйбышевской и Оренбургской областей, Татарской АССР, Ставропольского края и других районов.

12. Наиболее четкое отражение на морфометрических кар-

тах находят локальные структуры, имеющие наибольшую амплитуду и проявляющие большую активность в новейшее время.

13. Морфометрическим методом можно выявлять не только тектонические структуры, выраженные на поверхности и находящие отражение на геологических картах, но и глубинные, а также погребенные антиклинальные складки, которые или не обнаруживаются геологической съемкой и поисковым бурением, или же смещены на несколько километров по отношению к своду, расположенному близ земной поверхности. Это обстоятельство свидетельствует о том, что погребенные структуры, сложенные древними породами, испытывают движения и в новейшее время, оказывая влияние на развитие рельефа. Они, как правило, продолжают формироваться и в наши дни, активно влияя на формы и высоты рельефа. В случае точного совмещения выделенных, по данным морфометрии, поднятий со складками, выявленными бурением по верхнему структурному ярусу, можно считать, что и нижние горизонты дислоцированы по тому же плану, что и верхние горизонты. В случае же несовмещения или неполного совпадения выделенных, по данным морфометрии, антиклинальных поднятий со структурами, установленными бурением по верхнему стратиграфическому горизонту, следует считать, что антиклинальные складки по более глубоким стратиграфическим горизонтам смещены в сторону складок, установленных морфометрическим методом, но точно не совпадают с ними.

14. Локальные поднятия, выявленные только по картам базисных и вершинных поверхностей 2-го порядка, по-видимому, являются безкорневыми, приуроченными лишь к верхнему структурному ярусу или же имеют незначительные размеры.

15. Локальные поднятия, выявленные по картам базисных и вершинных поверхностей 3-го и 4-го порядков, но не обнаруженные по картам 2-го (3-го) порядков, по-видимому, являются погребенными, приуроченными к более глубоко залегающему структурному ярусу.

16. Локальные поднятия, однозначно выявляемые по картам базисных и вершинных поверхностей 2-го, 3-го, а при значительных размерах — и 4-го порядков, по-видимому, являются сквозными, выраженными во всей толще осадочного чехла и имеющими в ядре складки выступы кристаллического фундамента.

17. Многие геологи и геоморфологи считают, что ввиду

тесной связи морфометрических построений с формами водоразделов и долин морфометрическим методом можно выделять лишь структуры, связанные со строением верхних стратиграфических горизонтов. Однако опыт применения морфометрического метода в ряде областей Поволжья и особенно в Татарии и Куйбышевской области показывает, что наилучшую сопоставимость морфометрических показателей с геологическим строением имеют структуры, выраженные в отложениях девона и в рельефе кристаллического фундамента, худшую — структуры, сложенные породами карбона, и почти не сопоставимы структуры, проявляющиеся лишь в пермских отложениях. Наилучшее совмещение контуров поднятий, выявленных морфометрическим методом, характерно для унаследованных структур, прослеживаемых бурением от поверхности рельефа до кровли кристаллического фундамента.

18. В платформенных областях, где структурный план мезозойско-кайнозойских отложений не совпадает со структурным планом палеозойских отложений и в осадочном чехле наблюдается несколько региональных перерывов, имеет место некоторое несовпадение морфометрических показателей с данными геологической съемки и неглубокого картировочного бурения. При этом обычно фиксируются структуры нижнего (палеозойского) этажа и не обнаруживаются структуры верхнего этажа. Это явление, по-видимому, обуславливается тем, что палеозойские отложения суммарно имеют, как правило, большую мощность, чем мезозойско-кайнозойские, а поэтому оказывают большее влияние на гравитационное поле Земли. Еще большее влияние на поле силы тяжести оказывает кристаллический фундамент. Рельеф Земли тесно связан с гравитационным полем и поэтому в данном случае в большей мере отражает выступы фундамента и палеозойский структурный план. В областях, где мезозойско-кайнозойские отложения имеют большую мощность, морфометрические данные будут лучше отражать верхний структурный план, так как гравитационное поле будет в этом случае наиболее полно отвечать строению мезозойско-кайнозойских отложений. Там, где палеозойские породы непосредственно выходят на дневную поверхность, наблюдается наилучшее совпадение морфометрических данных с геологическими. Морфометрические данные обычно отражают поверхность того структурного этажа, который оказывает наибольшее влияние на гравитационное поле данной территории.

19. Морфометрические исследования в складчатых обла-

тях в основном были поставлены в межгорных впадинах, где дают положительные результаты, помогая выявлять брахи-антиклинальные складки в осадочном чехле.

## Глава VI

### Использование морфометрического метода для выявления новейших и современных движений земной коры

---

#### Общие положения

Для выявления новейших и современных движений земной коры морфометрическим методом следует использовать карты разности между вершинными и базисными поверхностями высоких порядков, разности между базисными поверхностями и разности между вершинными поверхностями смежных порядков.

Впервые на возможность использования относительных высот рельефа для выявления движений земной коры, по-видимому, указал В. М. Дэвис в 1899 г. в статье «Географический цикл» (В. М. Дэвис, 1962). Он писал, что первоначальная разность между наибольшими и наименьшими высотами рельефа, возникающая в результате поднятия местности над уровнем моря, быстро возрастает при последующем врезании рек. Эту мысль В. М. Дэвис повторял во многих статьях. Так, в 1923 г. в статье «Эрозионный цикл и вершинный уровень Альп» он писал: «чем быстрее поднятия, тем больше шансов у больших водотоков — по сравнению с мелкими речками — врезать свои долины на большую глубину» (В. М. Дэвис, 1962, стр. 395). В статье «Усложнение географического цикла», написанной в конце XIX в., В. М. Дэвис указывал, что «в случае постепенного поднятия требуется учитывать эрозию в ходе поднятия». По его мнению «не следует

забывать, что скорость поднятия, хотя к ней и близка скорость врезания русел больших рек, очевидно, всегда выше, чем скорость снижения поверхности под действием субэриальной денудации» (стр. 29). Но, к сожалению, приведенные мысли не были развиты как самим В. М. Дэвисом, так и его многочисленными последователями.

Независимо от работ знаменитого американского географа, к аналогичным положениям пришел С. С. Соболев. Он предложил, в целях изучения процессов эрозии почв, метод выявления эпейрогенических движений по относительной высоте водоразделов над речными долинами. На основе указанной методики С. С. Соболев (1936) построил карту глубины эрозии Украины. В 1938 г. С. С. Соболев, используя ту же методику, составил карту глубины главнейших местных базисов эрозии для западной части СССР (С. С. Соболев, 1938, 1948). Рассмотрев связь глубины эрозии с геологической структурой, С. С. Соболев пришел к выводу, «что в отдельных случаях глубины эрозии и, следовательно, интенсивность и направление эпейрогенических движений совпадает со структурой... а местами такого совпадения не наблюдается» (С. С. Соболев, 1948, стр. 194). По его мнению, карта глубины местных базисов эрозии достаточно хорошо отражает молодую тектонику страны, показывая алгебраическую сумму направления и интенсивности эпейрогенических движений, возникших после формирования гидрографической сети. С. С. Соболев пишет, что «возраст эпейрогенических движений рассматриваемой территории весьма разнообразен: часть их связана с древними дислокациями, часть же очень молода и относится к четвертичному периоду». По его мнению, установить возраст поднятий можно на основании изучения геоморфологии речных долин и стратиграфии террас.

Метод, предложенный С. С. Соболевым, подвергся критике главным образом со стороны географов (Н. М. Волков, 1950; Ю. А. Мещеряков, 1949; А. Г. Доскач и А. С. Кесь, 1950).

Н. И. Николаев (1949) считает, что, несмотря на ряд существенных недостатков, метод С. С. Соболева «позволил вывести определенные суждения о проявлении новейших движений таких областей, которые до этого оставались неосвещенными» (стр. 136).

Предложенный С. С. Соболевым метод, ввиду некоторой субъективности и неточности, не получил распространения, однако он сыграл положительную роль в дальнейшем разви-

тии морфометрических методов выявления новейших и современных движений земной коры.

Для изучения истории тектонических движений в настоящее время широко применяется метод мощностей (В. В. Белоусов, 1962; Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин, 1960; В. Б. Нейман, 1962). Но метод мощностей, давая очень многое для областей древней аккумуляции, не пригоден для областей денудации. Для изучения неотектонических движений этих районов Н. И. Николаев (1949) предложил использовать глубину «проявления денудационных процессов, в частности эрозии» (стр. 103), указав, что «формы рельефа могут быть отождествлены со слоем» (стр. 102). Так, «при условии стратиграфического определения древних денудационных поверхностей рельефа» (стр. 102) с учетом глубины размыва можно определить величину подъема местности. Н. И. Николаев (1962) указал, что при неотектонических восходящих движениях абсолютная высота водоразделов увеличивается, а реки энергично врезаются. При этом глубинная эрозия начинает преобладать, а склоны долин становятся более крутыми. Напротив, при опускании абсолютная высота водоразделов постепенно уменьшается, глубинная эрозия прекращается и заменяется боковой. Происходит общее выравнивание рельефа с преобладанием пологих склонов.

Ю. А. Косыгин (1964) рассматривает слой как форму распределения вещества в гравитационном поле Земли. Ю. А. Мещеряков (1960, 1964б) указал, что поверхности выравнивания по своей форме приближаются к уровенным поверхностям гравитационного поля Земли. Аналогия между поверхностями выравнивания и слоем наиболее полно и отчетливо проявляется, если рассматривать поверхности аккумулятивного выравнивания. Базисные поверхности высшего порядка равнинных стран часто максимально приближаются к поверхностям аккумулятивного выравнивания. Эти случаи наблюдаются в широких речных долинах и на морских или аллювиальных аккумулятивных равнинах, когда базисная поверхность располагается на несколько метров ниже поверхности рельефа. Исходя из положения Ю. А. Косыгина (1964) и Ю. А. Мещерякова (1960, 1964б), базисные поверхности можно рассматривать как форму распределения вещества и энергии в гравитационном поле Земли, или как гравитационные поверхности.

На изложенных положениях В. М. Дэвиса, С. С. Соболева и Н. И. Николаева с учетом взглядов Ю. А. Косыгина и

Ю. А. Мещерякова и основаны предлагаемые соображения автора о роли анализа вершинных и базисных поверхностей и их разностей для исследования новейших и голоценовых движений земной коры в областях денудации.

Базисные поверхности 2, 3, 4-го и последующих порядков последовательно приближаются к изопотенциальной уровневой поверхности земного геоида. В начале эрозионного цикла денудация преобразует рельеф до базисной поверхности 2-го порядка, затем — до поверхности 3-го порядка и т. д., постепенно размывая и удаляя остаточный рельеф, выравнивая местность до базисной поверхности высшего порядка. Денудация последовательно уничтожает как водораздельные пространства, так и долины низших порядков. Базисная поверхность наиболее высокого порядка является нижним пределом денудационной поверхности выравнивания, к которой стремится рельеф на данном этапе своего развития. При медленных опусканиях, охватывающих значительные территории, сопровождающихся интенсивным осадконакоплением, базисные поверхности высших порядков часто практически совпадают с аккумулятивными поверхностями выравнивания.

Базисную поверхность высшего порядка следует рассматривать как предельную поверхность аккумулятивного или денудационного выравнивания, при условии современного тектонического покоя. Данное определение не совсем точно, так как допускает полную компенсацию движений земной коры процессами эрозии и аккумуляции в долинах и денудации на водораздельных пространствах. Фактически всегда наблюдается несинхронность, опережение или отставание размыва от положительных вертикальных движений земной коры. В методе мощностей некомпенсированность учитывается путем определения, по данным фациального анализа, глубины бассейна осадконакопления. В методе врезов величину отставания эрозии от движений земной коры, по предложению В. Ф. Филатова (1971), можно определить разностью между реальными продольными профилями рек и их тектоническими аналогами. Для этих целей следует воспользоваться методом изодеф, предложенным Н. Г. Волковым (1964а, 1964б, 1964в) и заключающимся в вычитании расчетных (теоретических) профилей из построенных по картам. По данным Н. Г. Волкова, указанная разность для равнинных территорий не превышает 10—20 м. По-видимому, величина некомпенсированности эрозией восходящих вертикальных движений земной коры на равнинных территориях значительно меньше величи-

ны некомпенсированного осадконакоплением, прогибания платформенных областей. Некомпенсированность денудацией движений земной коры в пределах вершинных поверхностей высших порядков незначительна, но она увеличивается для вершинных поверхностей низших порядков.

Формы базисных поверхностей разных порядков изменяются при смене направления или интенсивности тектонических движений в результате перестройки долинных (гидрографических) систем. При этом одни долины низших порядков уничтожаются, но на смену им возникают другие долины тех же порядков. Долинная сеть низших порядков существует на всех высотах, начиная от высочайших горных вершин и кончая низменностями. Долины низших порядков на низменностях имеют очень высокую плотность, часто превышающую плотность соответствующих порядков в пределах возвышенностей. Но долины низменностей неглубоко врезаны, в то время как на возвышенностях долины аналогичных порядков врезаны в междуречные пространства значительно глубже.

Долины низших порядков, особенно развитые в пределах низменностей, по-видимому, являются весьма эфемерными образованиями, существующими непродолжительное время. В какой-то степени это относится и к долинам низших порядков горных стран. На смену отмирающим долинам приходят новые долины, имеющие несколько иную ориентировку.

Чем более высокий порядок имеют долины, тем более они устойчивы и для их ликвидации требуется совместное воздействие интенсивных движений земной коры в сочетании с денудацией и аккумуляцией в течение продолжительного времени. Но и долины высших порядков существуют не вечно, заполняясь осадками при опусканиях и постепенно становясь погребенными. При этом на поверхности Земли возникают новые речные долины, расположенные несколько в стороне от погребенных, являясь их прямыми наследницами.

При восходящих тектонических движениях возникают растяжения верхних частей земной коры и, как следствие этого, растрескивание горных пород. По вновь образованным трещинам закладываются долины, вызывая возрастание порядков нижележащих долин. Одновременно с новыми долинами возникают и соответствующие им водоразделы, ввиду чего порядки водораздельных линий также возрастают.

При нисходящих тектонических движениях наблюдается

сжатие верхней части земной коры, в результате чего часть трещин ликвидируется. Долины низших порядков, заполняясь осадками, перестают существовать, а разделяющие их водоразделы снижаются, что влечет за собой уменьшение порядков долин и водоразделов на значительной территории. При снижении порядков наблюдается перемещение долин высших порядков вниз по течению. Высшие порядки водоразделов при этом перемещаются вверх по склону.

Так как вершинные и базисные поверхности тесно связаны с долинами и водоразделами соответствующих порядков, то и они будут перемещаться в зависимости от направления тектонических движений вверх или вниз по склону. Но величина перемещений не будет равна размаху тектонических движений ввиду того, что экзогенные рельефообразующие факторы, воздействуя одновременно с тектоническими движениями на вершинные и базисные поверхности, изменяют гипсометрическое положение последних. Современное высотное и плановое положение вершинных и базисных поверхностей любых порядков обусловлено воздействием на них разнообразных рельефообразующих процессов за отрезок времени с начала возникновения долин и водоразделов данного порядка по современный момент. Вершинные поверхности низших порядков незначительно отличаются по высоте и форме от базисных поверхностей соответствующих порядков. По мере возрастания порядка вершинные поверхности в пределах равнин приближаются к поверхностям денудационного выравнивания. В условиях пластовой равнины или при наличии останцов древней аккумулятивной поверхности вершинная поверхность приближается к аккумулятивной поверхности выравнивания, залегая выше ее на несколько метров, касаясь вершин аккумулятивных останцов.

Вершинная поверхность высшего порядка показывает, как бы выглядел рельеф, если бы имели место одни восходящие вертикальные движения земной коры при отсутствии эрозии и денудации. Она представляет собой верхний предел высот рельефа, совпадая с наиболее древней поверхностью выравнивания или с ее останцами. При восходящих тектонических движениях расстояние между базисными и вершинными поверхностями возрастает, а при нисходящих — уменьшается.

Возраст базисных поверхностей не всегда удастся точно определить. Предполагаемый возраст базисных поверхностей низших порядков можно установить, исходя из порядка долин и геологического возраста речных террас и пойм (А. П.

Дедков, 1967; В. П. Философов, В. Ф. Филатов, 1967). Возраст базисных поверхностей высших порядков указанным путем определить нельзя, т. к. большие долины, как правило, на разных участках неоднородны. В случае, если долины высших порядков заложены в аккумулятивных платформенных равнинах, то их возраст можно установить по возрасту осадков, слагающих данные равнины.

Возраст вершинных поверхностей можно определить по возрасту поверхностей выравнивания, развитых на водоразделах. Для этих целей необходимо поставить соответствующие полевые и лабораторные геолого-геоморфологические исследования. Так как возраст большей части суши только в редких случаях древнее неогена, то и возраст базисных и вершинных поверхностей также не выходит за пределы новейшей истории нашей планеты.

В случае ярусного рельефа могут наблюдаться поверхности выравнивания нескольких возрастов, в основном совпадающие с вершинными поверхностями разных порядков (В. П. Философов, 1966б). Обычно наиболее высокая поверхность выравнивания является наиболее древней, примерно совпадая с вершинной поверхностью старшего порядка.

Для получения амплитуды колебания высот рельефа необходимо вычитать из вершинной поверхности наиболее высокого порядка базисную поверхность соответствующего порядка. Разность между вершинной и базисной поверхностями соответствующих порядков, включая величину некомпенсированных движений земной коры, будет примерно соответствовать величине неотектонических движений. Величину вертикального смещения земной коры на данном участке можно определить путем вычитания из вершинной поверхности высшего порядка такой же поверхности низшего порядка. Это возможно, если известны возраст поверхностей выравнивания и приуроченность их к вершинным поверхностям соответствующих порядков. Разность между вершинными поверхностями следует использовать также и при изучении процессов эрозии и объема денудационного среза в связи с движениями структур земной коры. Следует указать, что наблюдаются не только положительные, но и отрицательные разности. Последние, по-видимому, указывают на относительное опускание и аккумуляцию, а положительные разности свидетельствуют о поднятии и размыве. Применяя метод разностей вершинных поверхностей смежных порядков и зная время их образования, можно изучать поэтапно движения земной коры и

интенсивность эрозионно-денудационных процессов за короткие промежутки времени.

Разности между базисными поверхностями смежных порядков бывают как положительными, так и отрицательными. Отрицательные разности возникают редко и свидетельствуют о процессах опускания. Положительные разности говорят о поднятиях земной коры. При этом разности между базисными поверхностями низших порядков, по-видимому, говорят о молодых движениях, а разности между поверхностями высшего порядка могут свидетельствовать об относительно более древних (в пределах неотектонического этапа) движениях земной коры. Для установления времени движений земной коры необходимо знать возраст долин, по которым строятся данные поверхности.

При вычитании поверхностей, различающихся на несколько порядков, можно изучать суммарную алгебраическую величину поднятий, а также денудации и аккумуляции. При этом следует следить за тем, чтобы суммарная разность и сумма разностей между смежными поверхностями были равны. Расхождение между рассматриваемыми величинами зависит от графических ошибок вычитания и должно быть уравнено.

Разности между вершинными поверхностями можно считать аналогичными разностям между поверхностями выравнивания, а разности между базисными поверхностями — разностям между высотами речных террас, хотя они и не совпадают с ними количественно. Разности между вершинными поверхностями показывают величину денудации и эрозии, косвенно отражая вертикальные тектонические движения. Ввиду этого для выявления движений земной коры следует отдавать предпочтение разностям между вершинными и базисными поверхностями одного и того же порядка перед разностью между вершинной и базисной поверхностями одного и того же порядка, содержащими в том или ином размере некомпенсированную поднятиями эрозию и аккумуляцию.

Предлагаемая методика выявления новейших движений земной коры позволяет (при неперменном условии использования данных о мощностях неогеновых и четвертичных отложений и возраста долин и водораздельных пространств) строить карты неотектоники средних и мелких масштабов как на платформенные, так и на горно-складчатые области. Построение карт неотектоники крупного масштаба по описанной

методике возможно лишь на большие территории, в пределах которых на значительном протяжении протекают реки высоких порядков.

Для выявления движений земной коры в пределах небольших территорий, а также при изучении движений локальных структур следует использовать крупномасштабные карты базисных и вершинных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков. По разностям поверхностей низших порядков можно определять размах движений земной коры в сочетании с денудацией и аккумуляцией за короткие промежутки времени, укладывающиеся в голоцен или часть голоцена.

Следует отметить, что разность между базисными и вершинными поверхностями является суммарным алгебраическим результатом положительных и отрицательных вертикальных движений земной коры, а также склоновой и русловой аккумуляции, склоновой денудации и русловой эрозии (В. П. Философов, С. А. Макаров, 1965). Между вершинной и базисной поверхностями наиболее высокого порядка наблюдается максимальное расстояние. Минимальные расстояния наблюдаются при вычитании базисной поверхности того же порядка. Необходимо учитывать, что разности между вершинными и базисными поверхностями одного и того же порядка содержат алгебраическую сумму тектонических движений, аккумуляции, эрозии и денудации. Скорость денудации в пределах равнин, по данным А. В. Волина (1946), не превышает 0,06 мм в год, что, по-видимому, значительно меньше скорости современных и новейших тектонических движений на платформах (Н. И. Николаев, 1949, 1962, сборники: «Современные движения земной коры», 1963, 1965, 1968 а, б). Более значительная скорость речной эрозии и аккумуляции в долинах низших порядков, но, к сожалению, определить ее количественно весьма затруднительно.

Долины низших порядков при впадении в долину высшего порядка глубоко врезаются в высокие склоны. Такое явление наблюдается на правых высоких склонах Волги, Дона, Днепра и других равнинных рек с асимметричными склонами. В этих случаях разности между вершинными и базисными поверхностями низших порядков отражают не только тектонические движения, но и глубинную эрозию, зависящую от гидроклиматических процессов. Следует учитывать, что большая часть указанной разности падает на эрозию.

В современных долинах наиболее высоких порядков наблюдаются обычно только четвертичные террасы, более древ-

методике возможно лишь на большие территории, в пределах которых на значительном протяжении протекают реки высоких порядков.

Для выявления движений земной коры в пределах небольших территорий, а также при изучении движений локальных структур следует использовать крупномасштабные карты базисных и вершинных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков. По разностям поверхностей низших порядков можно определять размах движений земной коры в сочетании с денудацией и аккумуляцией за короткие промежутки времени, укладываемые в голоцен или часть голоцена.

Следует отметить, что разность между базисными и вершинными поверхностями является суммарным алгебраическим результатом положительных и отрицательных вертикальных движений земной коры, а также склоновой и русловой аккумуляции, склоновой денудации и русловой эрозии (В. П. Философов, С. А. Макаров, 1965). Между вершинной и базисной поверхностями наиболее высокого порядка наблюдается максимальное расстояние. Минимальные расстояния наблюдаются при вычитании базисной поверхности того же порядка. Необходимо учитывать, что разности между вершинными и базисными поверхностями одного и того же порядка содержат алгебраическую сумму тектонических движений, аккумуляции, эрозии и денудации. Скорость денудации в пределах равнин, по данным А. В. Волина (1946), не превышает 0,06 мм в год, что, по-видимому, значительно меньше скорости современных и новейших тектонических движений на платформах (Н. И. Николаев, 1949, 1962, сборники: «Современные движения земной коры», 1963, 1965, 1968 а, б). Более значительная скорость речной эрозии и аккумуляции в долинах низших порядков, но, к сожалению, определить ее количественно весьма затруднительно.

Долины низших порядков при впадении в долину высшего порядка глубоко врезаются в высокие склоны. Такое явление наблюдается на правых высоких склонах Волги, Дона, Днепра и других равнинных рек с асимметричными склонами. В этих случаях разности между вершинными и базисными поверхностями низших порядков отражают не только тектонические движения, но и глубинную эрозию, зависящую от гидроклиматических процессов. Следует учитывать, что большая часть указанной разности падает на эрозию.

В современных долинах наиболее высоких порядков наблюдаются обычно только четвертичные террасы, более древ-

ние террасы и русла больших рек, как правило, погребены. Напротив, соответствующие им водоразделы образуют наиболее возвышенные участки современных равнин и имеют миоценовый, а иногда и более древний возраст. Так, поверхность денудационного выравнивания центральной части Приволжской возвышенности (а следовательно — и вершинные поверхности наиболее высоких порядков этой территории) имеют олигоценый и миоценовый возраст (В. П. Филосов, 1966б). В бассейне Карамыша миоценовая денудационная поверхность без видимого уступа переходит в аккумулятивную палеоценовую поверхность (С. К. Горелов, 1957, 1964). Водоразделу между Волгой и Доном, имеющему наиболее высокий порядок и совпадающему с указанными выше поверхностями выравнивания, соответствует, по-видимому, погребенная доакчагыльская долина р. Волги, расположенная на несколько десятков километров восточнее современной Волги (А. В. Востряков, 1967) и ергенинская долина правого Дона. Возраст ергенинской толщи, на основании стратиграфических, геоморфологических и палеоботанических данных, датируется временем мзотис-понт (В. А. Николаев, 1954). Ергенинские отложения мощностью в 60—100 м залегают на современных водоразделах, и современная гидрографическая сеть сечет их в разных направлениях. Лишь отдельные участки Дона и Хопра унаследовали древнюю долину «Ергень-реки».

Приведенные факты дают основание считать, что водоразделы высших порядков соответствуют не современным долинам, а древним, ныне частично погребенным. Ввиду этой разности между вершинной и базисной поверхностями высшего порядка не всегда позволяет точно определить величину новейших восходящих движений земной коры, а часто занижает ее. Приведенный факт дает основание считать, что водоразделам высших порядков, каковым является водораздел Волги и Дона, соответствуют погребенные или перешедшие частично в водоразделы долины. В случае ацетендентных долин водоразделы, ограничивающие их бассейны, по-видимому, должны иметь более молодой возраст и соответственно более низкий порядок. Данную гипотезу следует проверить на значительных территориях, хорошо изученных в геолого-геоморфологическом и геофизическом отношениях. Ввиду этого для получения точных данных по новейшим тектоническим движениям необходимо, помимо морфометрических данных, широко привлекать материалы геоморфологиче-

ских исследований и, в частности, сведения о мощностях неогеновых и плейстоценовых отложений и о возрасте долин и водоразделов.

Как указано в 1-й главе данной работы, высоты рельефа отстают от изменения плотности и объема горных пород, происходящего в земной коре и верхней мантии. При этом реки, как природные гравиметры, наиболее чутко реагируют на изменения плотности и объема, стремясь занять наиболее низкое положение в соответствии с изменившимся гравитационным полем. Ввиду этого чем больше масса воды в реке и больше ее эродирующая сила, тем быстрее река достигает соответствующего положения. Малые реки, имеющие относительно меньшую живую силу, несколько отстают в своем развитии от больших рек. Соответственно этому ведут себя базисные поверхности различных порядков. Базисные поверхности высших порядков наиболее чутко и быстро реагируют на изменение гравитационного поля, а базисные поверхности низших порядков запаздывают в своем развитии от изменяющегося напряжения силы тяжести.

Вершинные поверхности, приуроченные к водоразделам, отражают вертикальные движения земной коры, возникающие в результате происшедших изменений плотности и объема горных пород, слагающих земную кору и верхнюю мантию. При этом передача изменений объема, а следовательно, и высот отстает от изменения плотности. Ввиду этого вершинные поверхности отражают прежнюю плотность земной коры и верхней мантии. Чем выше порядок вершинной поверхности, тем больше, как правило, она отстала во времени от развития глубинных частей земной коры. Происходит диалектическое раздвоение единой поверхности рельефа: базисные поверхности отражают в основном плотностное состояние земной коры и верхней мантии, а вершинные поверхности — с запозданием, изменение объема земной коры. Высоты базисных поверхностей также отстают от изменения естественного гравитационного поля, но значительно меньше, чем вершинные поверхности. Базисные поверхности отражают в основном современное состояние земной коры и верхней мантии, а вершинные поверхности — прошлое состояние верхних частей тектоносферы.

Наблюдаются два случая сочетания базисных и вершинных поверхностей одного и того же порядка — согласованное и несогласованное. При согласованном рисунке изобазит и изогипсобазит имеет место более или менее точно выражен-

ное подобие, при котором углы наклона и формы той и другой поверхности примерно совпадают. При наложении по координатам базисной поверхности на вершинную пересечений изобазит с изогипсобазитами почти не наблюдается и вычитать одну поверхность из другой можно лишь методом профилей. При несогласованном рисунке изобазит и изогипсобазит наблюдается различие в углах наклона и формах вершинной и базисной поверхностей. При наложении одной поверхности на другую изобазиты пересекаются с изогипсобазитами, создавая условия для графического вычитания.

Согласованный, подобный рисунок изобазит и изогипсобазит соответствует гармоничному развитию рельефа (Г. И. Худяков, 1971) а несогласованный, резко различный рисунок — дисгармоничному. Гармоничное развитие базисных и вершинных поверхностей, а следовательно, — и рельефа, по-видимому, наблюдается при направленном, плавном, медленном, согласованном изменении плотности и объема вещества земной коры и мантии, когда передача изменения объема горных пород на поверхность успевает за соответствующими изменениями, происходящими в недрах Земли. Этому явлению благоприятствует наличие упругих пород, а также небольшая глубина залегания очага метаморфизации.

Дисгармоничное развитие базисных и вершинных поверхностей, по-видимому, соответствует несогласованному процессу изменения плотности и объема горных пород, слагающих земную кору и верхнюю мантию. При этом передача изменения объема на поверхность значительно запаздывает по отношению к изменению его в земной коре и верхней мантии. Запаздыванию передачи объема на поверхность способствует вязкость горных пород и большая глубина залегания очага метаморфизации.

Перейдем теперь к результатам применения метода разностей в различных районах СССР.

### **Некоторые результаты выявления движений земной коры**

#### *Поволжье*

Для выявления голоценовых движений земной коры отдельных районов Саратовской области были использованы карты разности между вершинными и базисными поверхностями 2, 3 и 4-го порядков, разности между базисными по-

верхностями 2-го и 3-го порядка и разности между вершинными поверхностями тех же порядков. Долины 2, 3 и 4-го порядков не прорезают поймы относительно больших рек, в которые они впадают. Поэтому их следует относить к молодым образованиям (не старше голоценового возраста). Исходя из этого, разность между вершинной и базисной поверхностями 2-го порядка можно рассматривать как эрозию, отражающую алгебраическую сумму движений земной коры, денудации и аккумуляции за отрезок времени предположительно от позднего голоцена до наших дней. Разность между вершинной и базисной поверхностями 3-го порядка показывает алгебраическую сумму движений земной коры, денудации и аккумуляции предположительно за отрезок времени от среднего голоцена до современного. Разность между вершинной и базисной поверхностями 4-го порядка показывает алгебраическую сумму движений земной коры, денудации и аккумуляции предположительно за отрезок времени от раннего голоцена до современного, т. е. за голоцен в целом. Разности между базисными поверхностями 2-го и 3-го, а также 3-го и 4-го порядков дают представления об алгебраической сумме вертикальных движений земной коры и эрозии за короткие отрезки времени — соответственно в пределах среднего и раннего голоцена. Разности между вершинными поверхностями 3-го и 2-го, а также 4-го и 3-го порядков отражают алгебраическую сумму движений земной коры и денудации в пределах среднего и раннего голоцена.

На исследованных участках Присаратовских дислокаций, Советско-Степновского вала и северо-западной части Прикаспийской впадины между городами Ершов и Новоузенск разности между вершинной и базисной поверхностями 2-го порядка имеют небольшую величину и расплывчатые формы. По этим картам не удается установить связь с контурами локальных структур, выявленных бурением, на первых двух участках по горизонтам карбона и девона, а на третьем — по горизонтам мела и верхней юры. Разности между вершинной и базисной поверхностями 3-го и 4-го порядков обнаруживают более тесную связь с тектоническими структурами. Разности между базисными поверхностями смежных порядков также хорошо увязываются с контурами тектонических структур, установленными бурением по глубоко залегающим горизонтам карбона и девона. Аналогичная картина наблюдается и для вершинных поверхностей смежных порядков.

В районе Присаратовских дислокаций были исследованы

голоценовые движения Соколовогорской, Елшанской, Песчано-Уметской, Грузиновской и Гуселковской структур.

На Соколовогорской структуре максимальная разность между вершинной и базисной поверхностями 4-го порядка и разность между базисными поверхностями 3-го и 4-го порядков приходится на площадь антиклинальной складки, достигая 100 м.

На Елшанской структуре наибольшие разности между вершинами и базисными поверхностями 3-го порядка, между базисными поверхностями 2-го и 3-го, а также 3-го и 4-го порядков колеблются в пределах 20—30 м и приурочены к крыльям и переклиналям. На карте разности между вершинной и базисной поверхностями 4-го порядка на своде структуры четко выделяется замкнутый контур с отметкой в 50 м.

На Песчано-Уметской структуре максимальные разности между вершинными поверхностями 3-го и 4-го порядков, между базисными поверхностями 2-го и 3-го, а также 3-го и 4-го порядков приходится на крылья и периклинали и имеют значения от 30 до 70 м.

На Грузиновской структуре максимальные разности между вершинными и базисными поверхностями 3-го порядка и между базисными поверхностями 3-го и 4-го порядков соответствуют северному и южному крыльям структуры, колеблясь от 50 до 80 м. Разность между базисными поверхностями 2-го и 3-го порядков на своде структуры представлена замкнутым участком с отметкой до 40 м.

Гуселковская структура является погребенной и выражена только по горизонтам девона. На карте разности между вершинной и базисной поверхностями 3-го порядка максимальные величины до 50 м приурочены к крыльям. На карте разности 4-го порядка в пределах свода структуры наблюдается замкнутый контур с значением в 50 м. На карте разности между базисными поверхностями 2-го и 3-го, а также 3-го и 4-го порядков замкнутые контуры с максимальными разностями расположены на крыльях и переклиналях, оконтуривая структуру.

На основании приведенных данных можно считать, что скорости локальных вертикальных движений структур Присаратовского участка в течение голоцена достигают нескольких миллиметров в год.

Анализ движений локальных поднятий Советско-Степновского вала начнем с Луговской и Сусловской структур.

Данные структуры, установленные бурением по карбону

и девону, не выявляются на картах базисных и вершинных поверхностей в виду того, что они расположены в новейшей тектонической впадине и имеют плоский нерасчлененный рельеф. На карте разности между вершинной и базисной поверхностями 4-го порядка рассматриваемые локальные поднятия имеют весьма неравномерные движения. Так, на Суловской структуре наблюдаются поднятия в основном на своде, а также на южном крыле, западной и восточной периклиналях, в то время как северное крыло отстает в движении. Напротив, Луговская структура поднимается в основном северным крылом. Максимальная суммарная разность между указанными поверхностями составила у Суловской структуры 27,5 м, минимальная — 7,5 м. У Луговской структуры соответственно — 12,5 и 2,5 м. Разности между базисными поверхностями смежных порядков говорят о более энергичных движениях Суловской структуры по сравнению с Луговской. Разности между вершинными поверхностями смежных порядков являются в основном отрицательными. Это означает, что временами данные структуры опускались и в их пределах шла аккумуляция. Особенно энергично опускалась Суловская структура на отрезке времени между ранним и средним голоценом. Напротив, в позднем голоцене Суловская структура испытывала подъем, о чем согласованно говорят карты разности как между вершинными, так и между базисными поверхностями 2-го порядка.

Наиболее интенсивно в течение голоцена поднимались Южно-Советская и Суловско-Первомайская структуры, где максимальная разность достигает 37,5—50 м. У этих структур отмечаются также небольшие опускания, о чем говорят отрицательные разности между вершинными поверхностями и частично — разности между базисными поверхностями смежных порядков.

Минимальный подъем за голоцен испытывали Звонаревская, Степновская и Восточно-Степновская структуры, расположенные в зоне новейших опусканий. Здесь относительный подъем не превышал 15 метров. На картах разности между вершинными поверхностями 3-го и 2-го, а также 4-го и 3-го порядков отмечаются небольшие отрицательные разности, что указывает на, возможно, незначительные опускания в позднем и среднем голоцене.

Остальные локальные структуры вала: Советская, Грязнушинская, Южно-Остроговская и Фурмановская — испытали в голоцене относительные поднятия до 20—30 м. По кар-

там разности между вершинными поверхностями смежных порядков указанные структуры имели в среднем и позднем голоцене незначительные относительные опускания.

На основании приведенных данных можно считать, что относительные вертикальные поднятия без учета денудации и аккумуляции в пределах локальных структур Советско-Степновского вала составляют в основном 2—3 мм в год.

В северо-западной части Прикаспийской впадины между городами Ершов и Новоузенск амплитуда позднеголоценовых движений уменьшается с севера на юг, что наглядно видно из данных таблицы.

Значения амплитуд движения земной коры по картам разности между вершинными и базисными поверхностями различных порядков в м

Региональная структура	Среднее между поверхностями 2-го порядка	Максимальное между поверхностями 3-го порядка
Прибортовая соляная гряда .	15—17,5	25—30
Большеузенский район развития отдельных закрытых соляных куполов . . . . .	12,5—15	20—25
Песчаномарская соляная гряда Новоузенский прогиб с погребенными крупными солянокупольными структурами . . . . .	2,5—7,5	10—20
	0—2,5	10—12,5

На основании изложенного в первом параграфе данной главы можно считать, что карты разности между вершинными и базисными поверхностями непосредственно показывают величину эрозии, тем самым косвенно отражая новейшие движения земной коры. Плоскостная денудация с водораздельных пространств и их склонов в условиях Саратовского Заволжья незначительна и, по-видимому, не превышает 0,01—0,03 мм в год (А. В. Волин, 1946). Суммарная величина ее в течение голоцена, длительность которого оценивается примерно в 10 000 лет, не превышает одного-трех метров. На основании этого можно не учитывать влияние денудации на новейшие движения. Напротив, линейная эрозия в пределах ближнего Саратовского Заволжья может быть весьма значительна. Об этом говорит относительно большая глубина вреза рек Вольшого и Малого Карамана, Большого Узенья и их

притоков, а также относительно большие продольные уклоны речных русел.

Песчаноглинистые породы, слагающие рельеф Заволжья, легко размываются и поэтому благоприятствуют глубинной эрозии. К сожалению, до сих пор нет объективных данных о размерах глубинной эрозии, независимых от движений земной коры. Глубинная эрозия, как правило, возрастает пропорционально новейшим поднятиям земной коры и резко уменьшается при опусканиях. Предположительно можно считать, что размеры глубинной эрозии составляют не большую, а, вероятно, меньшую часть алгебраической суммы движений земной коры, денудации и эрозии, отраженных на картах разностей между вершинными и базисными поверхностями.

Таким образом, локальные движения тектонических структур ближнего Саратовского Заволжья и северной части Прикаспийской впадины за голоцен не превышают 2,5—30 м, что соответствует скорости движения от 0,25 до 3 мм в год. Такие скорости не противоречат данным о современных движениях земной коры, выявленных повторными нивелировками (Ю. А. Мещеряков, 1963; сборник «Современные движения земной коры», 1963).

Новейшие движения в пределах голоцена шли весьма неравномерно как во времени, так и в пространстве. Поднятия сменялись относительными опусканиями, а интенсивность движений то усиливалась, то замедлялась. Локальные структуры также двигались неравномерно. Часто крылья и периклинали поднимались быстрее, чем свод, что должно было приводить к некоторому выполаживанию структур. Их крылья и периклинали двигались также неравномерно, что приводило к деформации структур. Локальные антиклинальные складки, расположенные в пределах зон поднятий, поднимались быстрее, чем складки, расположенные в пределах новейших впадин.

### *Восточная Сибирь*

Б. В. Шибистов (1967) для выявления новейших движений междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски построил карты разности между базисными поверхностями с сечением изоанабаз через 50 м. По мнению Шибистова Б. В., разность между базисными поверхностями 4-го и 5-го порядков отражает движения неогенового возраста, разность между 3-м и 4-м порядками — суммарные движения неогенового и нижнечетвертичного возраста, а между 2-м и 3-м порядками — сум-

марные движения ниже- и среднечетвертичного возраста. Суммарные движения средне- и верхнечетвертичной эпохи представлены, по всей вероятности, разностью между базисными поверхностями 1-го и 2-го порядков\*.

Наибольшие амплитуды поднятий приурочены к антиклинальным структурам; а минимальные — совпадают с прогибами и впадинами. Так, в пределах Беряμβинской антиклинали, наблюдаются максимальные поднятия с амплитудой до 350 м. Наименьшими амплитудами суммарного поднятия (от 20 до 50 м) характеризуется бассейн р. Чадобца, в пределах Иркенеевского и Чадобецко-Кодинского прогибов, западного крыла Чадобецкого поднятия и восточного замыкания Иркинеевского выступа. «Зоны поднятий разделяются зонами стабильного развития со слабым прогибанием на отдельных участках» (стр. 314). В стабильной зоне, разделяющей северную и южную зоны поднятий, происходит расширение прогибания с амплитудой опусканий от 10 до 40 м (стр. 315). Б. В. Шибистов указывает, «что зоны поднятий и опусканий, имеющие северо-восточное простираие, не совпадают в своем направлении со структурами Енисейского кряжа, имеющими северо-западное простираие. Судя по геофизическим данным, эти зоны совпадают с направлением структур фундамента» (стр. 315).

По мнению Б. В. Шибистова, изучая характер изменения и направления «новейших тектонических движений во времени, можно сделать вывод о том, что новейшие движения как бы вкратце повторяют предыдущую историю тектонического развития. Движения, зарождающиеся в глубинных частях земной коры, вначале захватывают структуры фундамента, а затем передаются более высоким слоям земной коры. Соответственно изменяется и ориентировка новейших тектонических движений. В рельефе находят свое отражение те структуры, которые испытывают движения и изменения поверхности, выявляемые морфометрическим методом» (стр. 315).

#### **Составление схемы тектоники и схемы новейших (голоценовых) движений земной коры**

В результате выполненного анализа на морфометрических картах всех порядков и видов наносят контуры региональных и локальных поднятий и впадин. Важно указать на следую-

\* Карта базисной поверхности 1-го порядка среднего масштаба обычно соответствует 4-му или 5-му порядку на карте крупного масштаба; соответственно возрастают порядки и других базисных поверхностей.

щие особенности интерпретации морфометрических карт, свойственные методу на данной стадии развития:

1. Наблюдается некоторый субъективизм в построении морфометрических карт и их интерпретации. Для избежания этого необходимо при составлении схемы тектоники использовать все указанные выше методы, а также проверять и контролировать работу, как это принято при составлении топографических карт. Нужно отметить, что неточность изображения рельефа и гидрографической сети на исходных картах может полностью исказить результаты морфометрического анализа.

2. Обычно удается лишь более или менее точно определить контур поднятия, принимаемый как условная граница тектонической структуры. Местоположение свода складки, а также ее ориентировку внутри намечаемого контура по какому-либо стратиграфическому горизонту точно указать невозможно. Часто ориентировки поднятий, выделенных морфометрическим анализом, не совпадают с ориентировкой структур, установленных геологическими или геофизическими методами.

3. Локальные поднятия, выявленные по морфометрическим картам всех порядков, можно разделить на три группы: 1) четко выделяемые по всем морфометрическим признакам; 2) нечетко выделяемые (выделяемые по какому-либо одному морфометрическому признаку) и 3) условно выделяемые по нехарактерным морфометрическим признакам.

4. Четко выделяющиеся поднятия хорошо выражаются на всех морфометрических картах. Они выделяются по характерному резкому сгущению изобазит и изогипсобазит, имеющим овальный, полукольцевой, петлеобразный рисунок, локальному размыву и остаточному рельефу, расположенному по крыльям и периклиналям структур. Как правило, такие поднятия выделяются на картах базисных и вершинных поверхностей 2, 3 и 4-го порядков с полным или почти полным совпадением контуров.

5. Нечетко выделяющиеся поднятия — это поднятия, которые выделяются не по всем морфометрическим признакам, а только или по характерному сгущению изогнутых в виде дуги изобазит и изогипсобазит, или же по характерному расположению локального остаточного рельефа в виде полукольца. Таким образом, среди нечетко выделенных поднятий необходимо различать: 1) выявляемые по изобазитам; 2) по изогипсобазитам, локальному остаточному рельефу и ло-

кальному размыву. Первые, по-видимому, относятся к плотностным структурам, имеющим в ядре выступы кристаллического фундамента или плотные осадочные породы, а вторые — являются объемными структурами, сложенными менее плотными породами, и не имеющими в основании локальных выступов фундамента.

6. К условно выделяемым поднятиям относятся такие, которые на морфометрических картах обнаруживаются или по нескольким малохарактерным признакам, или по одному из них, также малохарактерному. Границы таких поднятий, как правило, проводятся нечетко, что влечет за собой возможность выделения нескольких вариантов контуров, отличающихся друг от друга размерами и ориентировкой. Общее же положение поднятия примерно сохраняется. При составлении схемы тектоники следует воздерживаться от показа подобного рода структур.

7. Иногда отмечается сдвиг морфометрического контура относительно контура складки, выделенной бурением по верхнему структурному ярусу. Это, по-видимому, является свидетельством резкого несовпадения структурных планов по плотностным границам. Отдельные участки морфометрических карт характеризуются неопределенным сложным рисунком изобазит и изогипсобазит. Можно предполагать, что на этих участках имеет место резкое несовпадение структурных планов, разделенных плотностными границами.

8. Имеются отдельные районы, когда затруднительно (на данной стадии развития метода) указать наличие поднятия по морфометрическим картам. Примером этого является крупная Кулешевская структура, расположенная в Куйбышевской области, которая не выявляется по картам базисной поверхности и остаточного рельефа 2-го порядка, но выделяется по сгущению изобазит, имеющих неправильный, сложный рисунок, методом «векторов», предложенным Ш. Л. Эпштейном (1963).

9. Встречаются случаи, когда по морфометрическим картам выделяются поднятия, не подтверждающиеся поисковым структурным бурением или сейсморазведкой. Так, в бортовой зоне Прикаспийской впадины в пределах Саратовской области намеченные морфометрическим методом поднятия (Мирское, Никольское) не были выявлены сейсмической разведкой и структурным бурением. То же наблюдается в юго-восточной части Куйбышевской области, где намеченные морфометрическим методом поднятия, по данным структурного буре-

ния, располагаются в неглубоких впадинах. Следует отметить, что оба района принадлежат к области погребенной солянокупольной тектоники. Интерпретация морфометрических карт для областей солянокупольной тектоники разработана еще недостаточно и требует дальнейших уточнений.

10. Контуры региональных и локальных поднятий, выявленных по картам базисных и вершинных поверхностей всех порядков, часто не совпадают между собой. При сравнении этих карт наблюдаются следующие случаи: 1) поднятия, выделяемые по всем картам, совпадают между собой; 2) поднятия смещаются, в пределах контура, относительно друг друга; 3) поднятия не совпадают между собой, но находятся на близком расстоянии или касаются друг друга; 4) имеются поднятия, выделяемые только на картах 2-го порядка и отсутствующие на морфометрических картах более высокого порядка; 5) иногда наблюдаются поднятия, выраженные лишь на картах 3-го и даже 4-го порядков, но не находящие соответствующего отображения на картах 2-го порядка.

11. На основании данных по изученным территориям Саратовской, Куйбышевской, Оренбургской и Пермской областей, Татарской АССР, Ставропольского края и других территорий Советского Союза можно предполагать, что совмещенные поднятия (1-й случай) являются унаследованными, прослеживающимися вплоть до фундамента. Несовмещенные поднятия (2-й и 3-й случаи), по-видимому, соответствуют неунаследованным, смещенным структурам. Наличие поднятий, установленных только по 3-му или 4-му порядкам (5-й случай), может указывать на древние погребенные структуры в пределах молодых тектонических впадин. Обнаружение поднятий только по картам 2-го порядка (4-й случай) может указывать на наличие складок без корней, или же на складки небольших размеров.

12. При анализе значительной территории для удобства обозрения следует составлять, по данным всех морфометрических карт, сводную карту интерпретации, на которую различными условными знаками наносят все контуры региональных поднятий и впадин, а также разрывных нарушений. Данная карта является основным графическим документом, который сравнивают со всеми имеющимися геологическими, структурными, тектоническими, гравиметрическими, сейсмическими и другими схемами и картами.

На основании сводной карты интерпретации составляют

схему тектоники, по данным морфометрического анализа. На данную схему со сводной карты интерпретации наносят обобщенные контуры выделенных поднятий, впадин и разрывных нарушений, а также показывают условными знаками следующие данные:

1) границы региональных поднятий и впадин;

2) разрывные нарушения с подразделением, каким методом они выделены;

3) поднятия, выделенные морфометрическим методом, с разделением последних на четко и нечетко выявленные по различным морфометрическим признакам.

Среди поднятий различают:

а) поднятия, полностью совмещающиеся со структурами, выявленными: 1) геологической съемкой, 2) гравirazведкой, 3) электроразведкой, 4) магниторазведкой, 5) сейсморазведкой, 6) бурением;

б) поднятия с прямым, обращенным и полуобращенным рельефом;

в) поднятия унаследованные (совмещающиеся по базисным и вершинным поверхностям 2, 3, 4-го и более высоких порядков);

г) поднятия не унаследованные (не полностью совмещающиеся по базисным и вершинным поверхностям 2, 3, 4-го и других порядков);

д) поднятия погребенные, выделяющиеся только по денудационным холмам (явному остаточному рельефу) или по картам 3-го, 4-го и более высокого порядков;

е) поднятия без корней (выделяющиеся только по картам базисной и вершинной поверхностей 2-го порядка);

ж) соляные купола с подразделением на 1) погребенные, выделяемые по рисунку изобазит и изогипсобазит, а также по остаточному рельефу и локальному размыву, и 2) бескорневые, выявленные лишь по остаточному рельефу;

з) поднятия, выделяемые лишь по рисунку изобазит и изогипсобазит.

На современном уровне развития морфометрического метода задача определения глубины залегания тектонических структур не может быть решена сколько-нибудь точно. Однако совмещение контуров морфометрических поднятий с хорошо разбуренными структурами в пределах Саратовских, Больше-Кинельских, Кинель-Черкасских дислокаций, а также антиклинальных поднятий в пределах Карамышской впадины показывают, что морфометрический анализ довольно точно

выявляет локальные антиклинальные складки до глубин в 2500—3000 м.

Помимо схемы тектоники, по картам разностей между морфометрическими поверхностями составляют схему новейших движений земной коры с указанием интенсивности поднятий и опусканий по шкале, предложенной А. М. Берлянтом (1964).

Схемы тектоники и новейших движений земной коры, составленные по данным морфометрического анализа, дают приближенное представление о тектоническом строении территории, намечая в общих чертах структурный план местности. Данные схемы следует составлять до начала полевых геолого-геоморфологических, поисково-съёмочных и поисково-разведочных работ. Во время полевых структурно-геоморфологических исследований схемы проверяются и уточняются.

На основании указанных схем составляют схему прогноза месторождений полезных ископаемых, приуроченных к тектоническим структурам (антиклинальным и синклинальным складкам, разрывным нарушениям, к областям и участкам новейших опусканий или поднятий и т. д.). На эту схему, помимо структурных элементов, наносят петрографо-геохимические, минералогические, шлиховые, битумологические и другие результаты анализов, свидетельствующие о возможности нахождения тех или иных полезных ископаемых, а также разрабатываемые или отработанные месторождения.

При составлении проекта поисков тех или иных полезных ископаемых следует пользоваться указанной схемой прогноза.

### Краткие выводы

1. Базисные поверхности разных порядков можно представить себе как стоячие плотностные волны земной коры. Автор предполагает, что чем выше порядок базисной поверхности, тем большую длину, меньшую амплитуду и близкую азимутальную ориентировку имеют волны, отражающие глубоко залегающие источники изменения плотности горных пород, слагающих тектоносферу. Базисные поверхности низших порядков соответствуют плотностным волнам, имеющим меньшую длину, относительно большую амплитуду и разнообразную ориентировку и отражают распределение плотности в верхних горизонтах земной коры.

2. Вершинные поверхности разных порядков можно пред-

ставить как объемные стоячие волны, возникающие вследствие изменения объема вещества, слагающего тектоносферу. Остаточный рельеф различных порядков также можно представить как объемные волны, источник возникновения которых лежит на разных глубинах. Чем выше порядок остаточного рельефа, тем большую площадь он занимает и тем выше его относительная высота. Чем больше длина и амплитуда объемных волн, тем с большими глубинами земных недр связаны остаточный рельеф и вершинные поверхности.

3. **Согласованный, или гармоничный,** рисунок изобазит и изогипсобазит может указывать, что изменения плотности и объема горных пород идут медленно, спокойно, без скачков, почти одновременно достигая земную поверхность. Чем выше порядок сопоставляемых гармоничных базисных и вершинных поверхностей или отдельных их частей, тем большую толщину земной коры и больший период времени охватывает указанный процесс. Такие движения наиболее характерны для впадин компенсированных процессами аккумуляции и денудации, а также для моноклиналей.

4. **Несогласованный, дисгармоничный** рисунок изобазит и изогипсобазит, по-видимому, указывает, что изменения плотности и объема горных пород идут беспокойно, скачкообразно, неодновременно достигая земную поверхность. Указанное явление наиболее характерно для дислоцированных участков и зон, переживших сложную историю формирования тектонических структур.

5. Выявляется зависимость характера неотектонических движений от их длительности. В течение относительно короткого отрезка времени движения земной коры распространены повсеместно и не имеют структуроформирующего значения. За более длительный промежуток времени тектонические движения приобретают структурообразующий характер. Повсеместно распространенные коротко-периодические движения земной коры за более длительные отрезки времени алгебраически складываются. Движения приобретают определенное структурное выражение и, накладываясь на ранее возникшие тектонические структуры, изменяют их форму и гипсометрическое положение. При этом полного плавного совпадения современных структурообразующих движений с тектоническими поднятиями, возникшими в прошлые геологические эпохи, не наблюдается.

6. Поднимающиеся участки на всех разностных морфометрических картах низших порядков локализуются, оконту-

риваясь замкнутыми изоанбазами на фоне относительно спокойных площадей. Необходимо отметить, что размеры, интенсивность и знак движения меняются за сравнительно короткие отрезки времени.

7. Следует учитывать, что разности между вершинными и базисными поверхностями низших порядков представляют собой алгебраическую сумму движения земной коры, денудации и аккумуляции. Ввиду этого крылья и периклинали структур, подверженные наиболее интенсивной линейной эрозии и площадной денудации, на картах разности между вершинными и базисными поверхностями имеют большие разности, чем своды, на которых процессы денудации идут ослабленно. Поэтому внешне создается впечатление, что наиболее интенсивные движения голоценового времени приурочены к крыльям и периклиналям локальных тектонических структур, а не к сводам.

8. Можно предположить также, что разность между вершинной и базисной поверхностями 2-го порядка отражает характер движения приповерхностных частей земной коры. Эти движения являются результатом как эндогенных, так и экзогенных процессов. Немаловажную роль при этом играют процессы, связанные с физическими изменениями горных пород — выветриванием, уплотнением, увлажнением, усыханием и т. п. Напротив, разности между вершинной и базисной поверхностями 3-го и более высоких проядков отражают в основном движения эндогенного происхождения. Первый тип движения — поверхностный — менее связан с тектоническими структурами. Второго типа движения, по-видимому, возникает в земной коре и непосредственно связан с тектоническими структурами, изменяя их форму и ориентировку. Движения обоих типов, накладываясь друг на друга, алгебраически складываются.

9. Алгебраическая сумма скоростей денудации и тектонических вертикальных движений в пределах сводов, крыльев и периклиналей локальных антиклинальных складок колеблется от нескольких миллиметров до сантиметра и более в год. Алгебраическая сумма скоростей движения и денудации в пределах моноклинальных и синклинальных складок значительно меньше.

10. Зная геологический возраст водораздельных пространств и долин, а также амплитуду новейших тектонических движений, установленных совместным анализом геолого-геоморфологических данных, можно определить скорость дви-

жения в км/млн лет, или в м/тыс. лет, или мм/год и, таким образом, установить время и скорость движений земной коры за отдельные отрезки неоген-антропогенной эпохи или же за весь неотектонический период. Анализируя разностные морфометрические карты и сопоставляя их данные с результатами геолого-геоморфологических исследований, можно определить поэтапно движения земной коры.

## *Глава VII*

### **Применение морфометрического метода при геолого-геофизических работах**

---

Морфометрический метод может найти широкое применение при геологопоисковых, а также геоморфологических, неотектонических и геофизических работах. Его следует применять на различных стадиях исследований, соответственно изменяя масштабы морфометрических карт.

Ниже кратко излагается общая организация морфометрических исследований, а также использования их при различных геологических и геофизических работах.

#### **Организация работ**

Морфометрический анализ рельефа следует выполнять по возможности на больших территориях. Необходимо указать, что точность морфометрических построений снижается близ рамок топографических карт. Ввиду этого целесообразно несколько расширять границы морфометрических исследований, добиваясь большей точности в пределах территории, где непосредственно ведутся работы.

Успех морфометрических исследований зависит от точности изображения рельефа и гидрографической сети на исходных топографических картах, а также от точности и детальности построения морфометрических карт. Морфометрический анализ топографических карт, на которых рельеф

изображен неточно, схематично, с наличием плановых и высотных искажений, может привести к грубым ошибкам, которые дорого обойдутся впоследствии. Все графические морфометрические построения следует подвергать тщательной корректировке, выполняя их в карандаше и лишь после проверки закреплять тушью. К построению морфометрических карт, в целях повышения их точности, следует привлекать картографов или топографов.

При организации морфометрических работ необходимо учитывать степень горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа. Если вертикальная расчлененность превышает 10 м на 1 км, то можно пользоваться картами с сечением рельефа через 10 и даже 20 м. Но если вертикальная расчлененность не превышает нескольких метров на 1 км (как это имеет место в пределах низменностей, а также на широких речных террасах), то следует использовать карты с сечением рельефа через 5 или даже 2,5, а в некоторых случаях и через 1,0 м. Применение карт с сечением рельефа в 10 м (а тем более — в 20 м) для указанных территорий неизбежно приведет к неудачам.

Морфометрические исследования можно выполнять на топографических и гипсометрических картах любых масштабов — от наиболее крупных до мелких. Методика морфометрических построений при этом остается одной и той же, меняются лишь цели и задачи исследования.

Так, используя гипсометрическую карту относительно мелкого масштаба, можно выявить картину планового распространения надпорядковых региональных тектонических структур и новейших движений, которые они испытывают. Используя все имеющиеся геологические, геофизические и геоморфологические материалы, в совокупности с морфометрическим анализом, можно составить обзорную карту тектонических структур и их новейших движений на отдельные территории СССР или на всю площадь нашей Родины в целом. Для этой цели следует построить карты базисной и вершинной поверхности наиболее высоких порядков, а также карты разности между вершинными и базисными поверхностями. По первым видам карт можно определить плановое положение тектонических структур, а по разностным картам — их новейшие движения. Такие карты могли бы быть использованы для многих практических и теоретических задач геологии, геофизики и геоморфологии.

Для каждого региона (или даже для отдельных его час-

тей) следует строить на хорошо геологически и геофизически изученные участки эталонные морфометрические карты. На этой базе можно и нужно разработать конкретные критерии интерпретации, учитывающие наиболее важные особенности геологического строения и физико-географические условия местности.

Ввиду сложности и длительности процесса формирования тектонических структур нельзя морфометрический метод применять упрощенно, так как это может привести к ошибкам. При интерпретации морфометрических карт всегда необходимо принимать во внимание геологическое строение и историю района. При хороших совмещениях структур, выявленных морфометрическим анализом, со структурными картами разбуренных площадей в исследованном тектонически однородном районе можно уменьшить число поисковых скважин на новых площадях, располагая их в согласии с рисунком изобазит, изогипсобазит и их разностей. Применение предлагаемой методики значительно снизит себестоимость поисково-разведочных работ, а также ускорит поиски и разведку месторождений полезных ископаемых.

### Поиски месторождений нефти и газа

Морфометрические исследования, проводимые с целью поисков структур, благоприятных для скопления нефти и газа, можно разделить на две группы. К первой группе следует относить среднемасштабные исследования, направленные на поиски погребенных выступов и впадин кристаллического фундамента и других региональных структур. Ко второй группе относятся крупномасштабные исследования, ставящие своей целью поиски локальных структур, являющихся ловушками для промышленного скопления нефти и газа.

Для выявления выступов кристаллического фундамента, к сводам и склонам которых приурочены наиболее богатые месторождения нефти и газа, следует строить карты базисных поверхностей 4, 5, 6 и даже 7-го порядков, а также карты разностей как между смежными, так и крайними порядками. Так, на карте базисной поверхности, построенной на Саратовском Правобережье, четко вырисовывались погребенный Рязано-Саратовский прогиб, Терешкинская впадина и Приволжская моноклиналь. На картах разности между 4-м и 5-м, а особенно между 3-м и 6-м порядками базисных поверхностей четко выразились Аткарский, Саратовский, Урицкий и Некрасов-

ский выступы фундамента, обнаруженные сейсморазведкой и бурением на глубинах, превышающих 2—3 км, и ряд новых, пока еще не выявленных выступов.

Для обнаружения локальных структур следует строить карты базисных поверхностей и остаточного рельефа 2, 3 и 4-го порядков, вершинных поверхностей и локального размыва тех же порядков, карты разностей между базисными и вершинными поверхностями одного и того же порядка, а так-

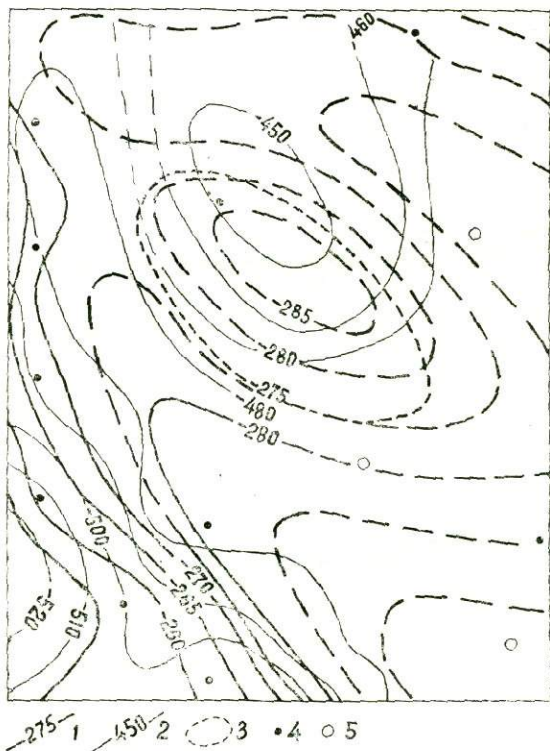


Рис. 25. Проект профильного структурного бурения на Васильевской площади (с применением морфометрического метода). Составил Ш. Л. Эпштейн (г. Куйбышев, 1957 г.):

1 — стратоизогипсы кровли репера сокской свиты татарского яруса; 2 — изогипсы условного отражающего горизонта (по данным сейсморазведки); 3 — контур поднятия, по данным морфометрии; 4 — скважина пробуренная; 5 — скважина проектируемая.

же между базисными и вершинными поверхностями смежных и крайних порядков (В. П. Философов, Н. А. Чувелева, 1971).

На указанных картах выделяются не только локальные антиклинальные складки, но и флексуры, а также наложенные впадины и линейные разрывные нарушения. Выполненные по указанной методике морфометрические исследования позволяют выявлять погребенные структуры нижних горизонтов осадочного чехла, непосредственно залегающие на фундаменте, а также «сквозные» структуры, прослеживающиеся по всему разрезу осадочных пород. Для этой цели следует строить схему тектоники на основе морфометрических карт с использованием геологических, геофизических и геоморфологических материалов, тектонических и неотектонических карт соответствующих масштабов и сопоставлять ее со структурными картами того же масштаба. Эту схему можно использовать при составлении проектов различного рода работ, главным образом гравиметрических и сейсмических или же структурного и поискового бурения. Примером использования морфометрических карт для указанной цели может служить проект поискового бурения Васильевской площади (рис. 25).

Морфометрические исследования помогли выявить ряд месторождений нефти в Ставропольском крае (В. М. Шапошников), в Куйбышевской (В. Д. Голодовкин) и в Оренбургской областях (В. Н. Зайонц, А. П. Коновалов, С. Ш. Шендерович), на Мангышлаке (В. В. Грибков) и в других районах СССР.

Э. З. Бадамшин (1963) пришел к выводу, что «в пределах Аксубаево-Мелекесской впадины поднятия, выявленные морфометрическим методом, и поднятия в нижнепермских отложениях, устанавливаемые структурным бурением — при существующей методике его проведения — являются равноценными по степени надежности для ввода площадей в глубокое нефтепоисковое бурение» (стр. 106). В будущем, по мере накопления фактического материала и уточнения методики, морфометрический метод, по мнению Э. З. Бадамшина, окажется более предпочтительным, чем картировочное бурение.

Предварительное сопоставление морфометрических поднятий с геолого-геофизическими данными создает условия для дифференцированного подхода к слабоизученным районам. Такой комплексный анализ позволяет еще до проведения структурного и глубокого поискового бурения выполнить тектоническое районирование и наметить тип и положение локальных структур, что имеет большое значение при поисково-разведочных работах на нефть и газ.

Выделение морфометрическим методом выступов и прогибов кристаллического фундамента, флексур и наложенных впадин, а также линейных тектонических нарушений усиливает целевую направленность поискового бурения, что может привести к уменьшению числа скважин при сохранении тех же качественных результатов.

Количественный учет планового распределения структур, выделенных морфометрическим методом, позволяет определить степень дислоцированности того или иного слабоизученного района и может быть использован при подсчете прогнозных запасов нефти и газа. Первый такой опыт использования данных морфометрического анализа был проведен Р. Н. Валеевым и Л. Д. Файзулиным (1971) в коллективной работе по подсчету прогнозных запасов Западной Татарии.

Как правило, в работах, посвященных выявлению структурного плана в связи с перспективами нефтегазоносности того или иного района, отсутствуют данные о новейших движениях земной коры. В исследованиях, посвященных миграции нефти и газа, также не рассматриваются новейшие движения как одна из причин, вызывающих горизонтальное и вертикальное перемещение подземных вод и флюидов нефти и газа. В работах по методике поисков и разведке месторождений нефти и газа обычно нет указаний на необходимость учета неотектоники.

Следует указать, что ряд исследователей (Г. В. Вахрушев, К. А. Кротова, Ю. А. Мещеряков, С. К. Горелов, А. П. Рождественский, А. В. Востряков, А. В. Цыганков и другие) не раз указывали на необходимость обращать серьезное внимание на роль новейших движений и структур, на миграцию и промышленное скопление подземных вод, нефти и газа. В результате неотектонических движений меняются структурные и динамические условия, в которых находятся залежи нефти и газа; они могут мигрировать и накапливаться в новых, более благоприятных условиях.

Наблюдения показывают, что месторождения нефти и газа приурочены к локальным антиклинальным складкам, расположенным или в пределах новейших тектонических региональных впадин, или же на их периферии. Так, месторождения Апшеронского полуострова и прибрежной части Каспийского моря лежат в области новейших опусканий. Озет-Суатские месторождения Ставропольского края расположены в пределах Кумско-Терской новейшей впадины. Месторождения Жигулевского вала лежат на южной периферии Став-

ропольской впадины, причем к западу, в области общего новейшего поднятия Приволжской возвышенности нефтяные месторождения выклиниваются, а на восток от вала, в пределах Радаевской впадины, испытывающей новейшие опускания, расположены наиболее богатые месторождения Куйбышевской и Оренбургской областей. Все крупные промышленные и 80% средних и небольших месторождений нефти в Куйбышевской области приурочены к структурам, испытывающим локальные поднятия (Л. Ш. Эпштейн, В. П. Философов, 1967).

По данным В. Д. Голодовкина (1964, 1967), Раховская структура Куйбышевской области не имеет признаков новейших восходящих движений. Залежь нефти, приуроченная к этому поднятию, вероятно, находится в стадии разрушения. На Лопатинской структуре той же области, четко фиксируемой сейсморазведкой по горизонтам карбона и девона, залежи нефти не обнаружены. По мнению В. Д. Голодовкина (1967), отсутствие залежей нефти связано с потерей активности данной структуры еще в допермское время. На основании приведенных фактов он считает, что для постановки глубокого поискового бурения заслуживают внимание только те структуры, которые испытывают новейшие восходящие движения.

Г. В. Вахрушев (1962) указывал, что все нефтяные месторождения Башкирии приурочены к положительным структурам, испытавшим в плиоценовое и постплиоценовое время те или иные поднятия.

Многие промышленно-продуктивные структуры Саратовского Правобережья расположены в пределах новейшей Латыкско-Карамышской впадины или на Елшанско-Сергиевской флекуре, являющейся северным обрамлением впадины. Севернее указанной флексуры почти нет промышленных месторождений. Там преобладают новейшие региональные поднятия, а на впадины приходится относительно небольшие площади. Советско-Степновский вал, в пределах которого находятся основные газовые месторождения Саратовского Заволжья, окружен обширными новейшими впадинами. На севере от него лежит Марксовская, а на юго-востоке и западе — Приволжско-Караманская впадина. В северной части последней в 1967 — 1968 гг. найдены газовые месторождения.

Необходимо отметить, что все выявленные к настоящему времени в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной про-

винции локальные поднятия, имеющие промышленные залежи нефти и газа, расположены вдоль склонов древних впадин (Н. М. Музыченко, 1962).

В докладе С. К. Горелова и Л. Н. Розанова, прочитанного на пленарном заседании VIII пленума геоморфологической комиссии АН СССР (Ленинград, 1969), приведено большое количество фактов о связи нефтяных и газовых месторождений с новейшими движениями земной коры.

Работы по неотектонике показывают, что локальные складки в большинстве случаев испытывают восходящие движения, а окружающие их региональные впадины — нисходящие или замедленные восходящие. Выявляя новейшие движения локальных и региональных структур методом разностных поверхностей, по мере усовершенствования интерпретации морфометрических карт, возможно будет более уверенно выделять новые, перспективные на нефть и газ, площади.

Необходимо отметить, что связь между современным рельефом и глубинным строением земной коры (зависящая от целого ряда факторов, складывающихся в результате взаимодействия сложных комплексов эндогенных и экзогенных процессов) во многом носит черты стохастической зависимости. Такой характер зависимости обуславливает необходимость самой тщательной и всесторонней проверки результатов морфометрического анализа комплексом геофизических и геологических методов.

Для успешного подтверждения результатов морфометрических построений бурением, очевидно, необходимо выяснение таких вопросов, как характер проявления в осадочных отложениях выделенных морфометрическим анализом зон линейных тектонических нарушений, а также антиклинальных и синклинальных складок. Наличие блоковой структуры кристаллического фундамента платформ позволяет предполагать, что не только на приподнятых участках, но и во впадинах строение осадочной толщи осложнено складками. При поисках нефти и газа большое значение имеет выявление прямого и обращенного рельефа. Так, из проанализированных В. Д. Голодовкиным 87 локальных поднятий Куйбышевской области с соответствием структурных планов от перми до нижнего карбона включительно, 48 (55%) имеют прямой рельеф, а 22 (25%) и 17 (20%) — обращенный и переходный (промежуточный по В. Д. Голодовкину) рельеф. Из 85 локальных поднятий с несоответствием структурных планов 70 (82%) имеют обращенный и переходный и только 15 (18%) — пря-

мой рельеф. Среди структур с прямым рельефом 76% имеют соответствие структурных планов. Среди структур с обращенным рельефом 65% относятся к поднятиям с несоответствием структурных планов. По мнению В. Д. Голодовкина (1967), степень сохранности поднятия по разрезу, по-видимому, является важным качественным признаком, влияющим на характер выраженности поднятия в рельефе. В. Д. Голодовкин указывает, что в пределах Куйбышевской области формы рельефа в большей мере согласуются с глубинными структурами, нежели со структурами, существующими в верхней части разреза.

Понятия «прямого» и «обращенного» рельефа наиболее полно соответствуют лишь «сквозным» симметричным складкам. Для складок инверсионных, бескорневых, у которых антиклинальный перегиб на глубине переходит в моноклираль, а затем и в синклираль, указанные понятия могут относиться лишь к верхнему структурному ярусу, меняя свое значение (знак) при сравнении с более глубоко залегающим структурным горизонтом. К таким складкам относятся Жирновская и Бахметьевская локальные структуры Волгоградской области, рассекаемые по длинной оси р. Медведицей. Указанные складки в нижнем девоне переходят в весьма глубокий прогиб. Такая же картина наблюдается у Елшанской структуры Саратовской области, по своду которой проложили свои долины реки Елшанка и Курдюм. Породы среднего девона здесь залегают моноклиально, а додевонские отложения образуют прогиб. Та же картина наблюдается у Больше-Кинельского вала Оренбургской области, по оси которого расположена долина р. Б. Кинель. Здесь древние отложения, залегающие на глубинах свыше 3 километров, образуют прогиб (В. П. Философов, Н. А. Чувелева, 1971).

По-видимому, прямой, обращенный и промежуточный (полупрямой и полуобращенный) рельеф локальных антиклинальных поднятий генетически связан со структурами фундамента и нижних горизонтов чехла, а не зависит от степени устойчивости горных пород, слагающих тектонические структуры, к агентам эрозии и денудации.

Можно предположить, что прямой рельеф преимущественно наблюдается у локальных поднятий, расположенных на погребенных выступах кристаллического фундамента, испытывающих новейшие поднятия. Обращенный рельеф возникает у локальных структур, приуроченных к впадинам фундамента, где преобладают новейшие относительные опускания.

Можно предположить, что большинство поднятий с прямым рельефом имеет соответствие структурных планов осадочного чехла вплоть до кристаллического фундамента. Поднятия с обращенным рельефом имеют несоответствие структурных планов и на глубине могут переходить в моноклинали и даже в прогибы. Это обстоятельство необходимо учитывать при проектировании сейсморазведки и глубокого поискового, на нефть и газ, бурения.

На современной стадии развития морфометрического метода пока нельзя уверенно разделять унаследованные молодые движения, приуроченные к древним структурам, от неунаследованных, имеющих отличную от погребенных складок, ориентировку. Это, безусловно, затрудняет правильный выбор направления поисковой разведки, основанной только на данных морфометрического анализа. Необходима дальнейшая разработка морфометрического метода и усовершенствование геологической интерпретации морфометрических карт.

### **Применение карт базисных поверхностей и остаточного рельефа при гравиразведке**

Выше были изложены основные результаты применения морфометрического метода на территории СССР, из которых видно, что поднятия, выявленные морфометрическим методом, обычно приурочены к гравитационным максимумам и гораздо реже — к минимумам. Постепенно выясняется, что базисные поверхности и остаточный рельеф тесно связаны с региональными и локальными гравиметрическими аномалиями (В. П. Философов, 1970).

М. В. Михайлов (1963) и В. П. Философов (1963а) считают, что, учитывая особенности интерпретации различных структур, можно по морфометрическим картам не только находить и оконтуривать поднятия, но и различать их по происхождению.

Так, М. В. Михайлов (1963) пишет, что Средне-Синское, Алдано-Ленское, Нижне-Синское и Якутское поднятия, выявленные морфометрическим анализом, совпадают с положительными аномалиями силы тяжести. Указанные поднятия обязаны своим происхождением выступам блоков кристаллического основания платформы, причем для Якутского поднятия эта связь подтверждена бурением. В то же время для Верхне-Тюгенинского и Бердигястяхского поднятий не обнаружено какой-либо связи с гравитационными аномалиями.

Указанные структуры имеют также некоторые отличия и в геоморфологических и морфометрических показателях. Так, структуры, приуроченные к выступам кристаллического фундамента, четко отражаются в плановом рисунке и асимметрии долин, сгущенном изогнутом рисунке изобазит и в остаточном рельефе, который четко ограничивает поднятия по периферии. Гидрографическая сеть носит следы перестройки.

Структуры, находящие отражения в отрицательных гравитационных аномалиях, выражены в рельефе высокими водоразделами. Здесь наблюдается больше оврагов, порядок долин нарастает быстрее, а рисунок изобазит имеет более извилистый, ломаный характер, чем в пределах структур, отражающих выступ фундамента.

М. В. Михайлов (1963) выражает надежду, что «в дальнейшем будет найден еще ряд отличительных признаков и тогда при помощи морфометрического метода удастся не только обнаруживать тектонические структуры, но и разделять их по генетическому признаку» (стр. 165).

В целях большой эффективности гравиметрические и, особенно, высокоточные гравиметровые работы следует выполнять в комплексе с морфометрическими. При этом наибольшее значение для анализа региональных и локальных остаточных аномалий будут иметь карты базисных поверхностей и остаточного рельефа разных порядков. Совместный анализ морфометрических и гравиметрических карт позволит более точно и эффективно использовать гравиметрические материалы для различных народнохозяйственных целей.

### **Применение карт гидробазисной поверхности при сейсморазведке**

Для высококачественных результатов сейсморазведочных работ большое значение имеет определение глубины залегания подошвы зоны малых скоростей (ЗМС). Важно также, чтобы взрыв был выполнен в водоносном пласте или хотя бы во влажном горизонте. В этих случаях качество взрыва значительно повышается. При этом забой взрывных скважин должен быть ниже подошвы зоны малых скоростей (ЗМС).

Зона малых скоростей примерно совпадает с зоной выветривания и лежит несколько выше первого от поверхности постоянного водоносного горизонта. Верхний водоносный горизонт тесно связан с речной сетью, отдавая ей часть воды в

сухое время года и питаюсь ее водой во время весеннего паводка (Б. А. Аполлов, 1952).

Для определения с помощью морфометрии глубины залегания первого от поверхности постоянного водоносного горизонта поступают следующим образом: на топографической основе поднимают все реки, в том числе и пересыхающие, опуская сухие долины. Затем по речным долинам проводят изогидробазиты\* подобно тому, как строят базисную поверхность, но только без учета сухих долин. Поверхность, образованная изогидробазитами, и будет показывать абсолютную высоту залегания водоносного горизонта с ошибкой в пределах нескольких метров. Глубину залегания водоносного горизонта можно получить, вычитая изогидробазиты из горизонталей по описанной выше методике построения карт остаточного рельефа.

Предлагаемый упрощенный метод дает хорошие результаты только при значительной густоте речной сети. А. Н. Чувелев (1964, 1966, 1967) на основе описанного принципа разработал более точный метод определения глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта. Уточненная методика дает удовлетворительные результаты даже в засушливых районах Саратовского Заволжья, где наблюдается малая плотность речной сети.

Н. И. Белоликов (1964), используя методику, предложенную А. Н. Чувелевым, построил карту зоны малых скоростей для западной части Оренбургской области. Расхождение в глубине залегания подошвы малых скоростей, полученные морфометрическим методом, с данными сейсморазведки — в пределах от 3,5 до 10 м. Наиболее близкие соответствия наблюдаются в поймах рек, а значительные отклонения относятся к высоким водоразделам.

В. Г. Балабанов (1967) использовал упрощенный метод В. П. Философова (1960) для построения прогнозной карты мощности ЗМС на Волгоградскую область. Он пришел к выводу, что наибольшее расхождение прогнозных глубин с наблюдаемыми приурочены к междуречным массивам, имеющим ширину более 5—10 км.

По данным исследований А. Н. Чувелева, Н. И. Белоликова и В. Г. Балабанова, взрывы, выполненные на поверхности, совпадающей с изогидробазитами или ниже ее, показы-

---

\* Линии равных базисов речной эрозии.

вают наилучшие сейсмологические результаты. Напротив, взрывы, произведенные выше этой поверхности, дают менее удовлетворительные и даже плохие результаты.

Предлагаемый метод можно применять в платформенных областях с хорошо развитой речной сетью, где ширина междуречий не превышает нескольких километров, а верхние горизонты осадочных горных пород залегают почти горизонтально.

Указанный метод следует применять при проектировании местоположения взрывных скважин, а также при выборе оптимальных глубин взрывов. При использовании указанного метода отпадает необходимость в определении подошвы зоны малых скоростей путем взрывов на поверхности, а также бурения специальных гидрогеологических скважин для выяснения глубины залегания водоносных горизонтов.

Предлагаемая методика весьма проста и должна найти широкое применение при сейсморазведке, улучшая ее результаты при одновременном снижении себестоимости работ.

### Поиски подземных вод

Как известно, верхние горизонты подземных вод тесно связаны с речной сетью.

Построив карту изогидробазит и остаточного рельефа, можно определить в первом приближении абсолютную высоту и глубину залегания первого от поверхности постоянного водоносного горизонта. Наблюдения в Поволжье показывают, что порядок речных долин примерно соответствует количеству водоносных горизонтов в пределах их бассейнов. Определив порядок речных долин без учета оврагов, балок и ложбин стока и оконтурив бассейны рек, начиная с 1-го порядка, можно по карте изогидробазит примерно указать количество и глубину залегания водоносных горизонтов. В речных бассейнах 1-го порядка обычно наблюдается один водоносный горизонт, в бассейнах 2-го порядка — два горизонта и т. д.

По тектонической схеме, составленной на основании морфометрического анализа, можно установить контуры артезианских бассейнов, а также участки напорных и нисходящих вод. Артезианские бассейны будут примерно совпадать с тектоническими впадинами, оконтуреными по картам базисной поверхности 3-го или более высокого порядка. Напорные воды обычно питают реки в местах расщепления антиклинальных складок, расположенных в пределах артезианских бассейнов.

При этом в реки будут выноситься глубинные воды и растворенные в них соли. Эти данные можно использовать при гидрохимических поисках полезных ископаемых.

Прогнозы условий залегания подземных вод целесообразно составлять до начала гидрогеологических работ. Если участок, на котором требуется провести разведку на воду, невелик и в его пределах нет речных долин, то карту изогидробазит строят на большую территорию, а затем результаты исследований переносят на карту участка.

Используя предлагаемую методику, можно составить, с учетом гидрогеологических наблюдений, карту гипотетических гидроизогипс, представляющую большой народнохозяйственный интерес. Данную карту следует использовать при бурении скважин для целей водоснабжения населенных пунктов и предприятий.

Карты гипотетических изогидробазит можно строить как в крупном, так и в мелком масштабе.

### **Поиски аллювиальных россыпей**

Известно, что аллювиальные россыпи накапливаются в складчатых областях, на границе зон тектонических поднятий и опусканий или же на границе складчатой области с платформой. Поэтому при поисках россыпей большое значение приобретает выявление тектонических впадин, испытывающих новейшие опускания (Ю. А. Билибин, 1955). Как показано выше, карты базисной поверхности 2-го и более высокого порядков дают возможность оконтуривать области тектонических опусканий и поднятий.

На карте базисной поверхности выделяют области опусканий (по указанной выше методике). Затем, исходя из геологического строения местности и форм речных долин с учетом кос и островов, намечают места по речным долинам, наиболее благоприятные для накопления аллювиальных россыпей.

Следует указать, что обычно порядок речной долины, без учета сухих долин, совпадает с количеством террас. Проверка, проведенная в бассейнах рек Волги и Вилюя, а также в Забайкалье (С. С. Четвертков, 1967), подтвердила это предположение. Указанное соотношение между порядком речной долины и количеством ее террас дает возможность более точно картировать террасы, что имеет большое значение при поисках и разведке аллювиальных россыпей. В случае когда число террас меньше порядка речной долины, можно предпо-

лагать наличие погребенной террасы под более молодыми аллювиальными отложениями или же разрыв некоторых террас.

Порядок долин, в том числе и овражно-балочных, можно использовать при обработке шлихов и составлении шлиховой карты. Для этого на данной карте необходимо подписать порядки долин, нанести места взятия проб, а также знаки шлихов и провести границы водосборных бассейнов с учетом порядков долин. Шлиховые пробы следует обрабатывать и анализировать с учетом порядков долин. Границы минералогических провинций должны совпадать с границами бассейнов, в пределах которых обнаружены характерные минералы.

Применение указанной методики может ускорить и удешевить поиски россыпей и коренных месторождений.

Предлагаемая методика успешно применена В. П. Филосовым, А. Н. Калининым (1967) для поисков погребенных россыпей в Челябинской области; Е. П. Мельниковым, П. Б. Сандаловым (1963) для поисков древних погребенных россыпей вдоль северо-западной окраины Колывань-Томской складчатой зоны, на границе ее погружения под рыхлые отложения Западно-Сибирской плиты.

Морфометрические исследования могут найти также применение при поисках комплекса полезных ископаемых, связанных с корами выветривания. Подобные работы, выполненные в Орском Зауралье, показали возможность выделения опущенных блоков, ограниченных разрывными нарушениями. В пределах таких блоков обычно наблюдается мощная кора выветривания.

### Поиски руд

Морфометрические исследования должны найти широкое применение при поисках рудных полезных ископаемых, приуроченных к тектонически ослабленным зонам кристаллического фундамента и осадочного чехла платформ.

В настоящее время постепенно выясняется приуроченность ртутной минерализации, а в ряде случаев — и полиметалльной сульфидной минерализации к платформенным антиклинальным складкам и к соляным куполам.

Рудные месторождения в складчатых областях обычно приурочены или к оперяющим трещинам, идущим вдоль значительных разломов, или же к крыльям антиклинальных и синклинальных складок.

Направление разломов, а также сбросов, по которым продолжаются движения, сравнительно легко определяется по рисунку изобазит, изогипсобазит, гониобазит, гониогипсобазит, вытянутой цепочки локального остаточного рельефа, а также по асимметрии форм рельефа. Сбросы проходят по речным долинам, имеющим ясно выраженную асимметрию склонов и угловатый ломаный рисунок изобазит или гониобазит. Намечаемые направления сбросов наносят на схему. Положение складок определяют по общим правилам, изложенным выше. Господствующее направление долин обычно соответствует направлению разрывных нарушений, живущих и в настоящее время, и в какой-то степени — рудным жилам.

При поисках рудных месторождений в сложных геологических условиях складчатых областей при слабой обнаженности пород морфометрические работы помогут уточнить форму и простираие складок, сбросов и зон тектонической трещиноватости. В этих условиях данные морфометрического анализа следует использовать как дополнительные к геологическим и геофизическим исследованиям (М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др., 1969).

Морфометрические карты обычно применяются при рекогносцировочных поисках, но могут быть с успехом использованы и в первой стадии детальных поисков. Зная распределение участков новейших поднятий и опусканий, можно примерно судить о степени денудационного среза продуктивных горизонтов, интрузивных тел и жил, вмещающих руды. По интенсивности поднятий можно предполагать ту или иную степень размыва месторождения полезного ископаемого. На смежных участках относительного опускания, где наблюдается аккумуляция, обычно откладываются многие продукты размыва коренных отложений, образуя при соответствующих условиях россыпные месторождения или обогащенные полезными минералами отложения и ореолы рассеивания.

### Выявление погребенного рельефа

Для многих практических целей — при поисках погребенных россыпей и руд, при тектонических, палеотектонических и палеогеоморфологических исследованиях, а также при инженерно-геологических изысканиях — знание погребенного рельефа является весьма важным.

Исследования Е. П. Мельникова и П. Б. Сандалова (1963) на юге Западно-Сибирской плиты показали, что карта

базисной поверхности и явного остаточного рельефа 4-го порядка позволила оконтурить положительные структуры и выступы складчатого палеозойского фундамента, независимо от глубины их залегания. Указанные исследователи заметили, что в том случае, когда фундамент выходит непосредственно на дневную поверхность или прикрыт маломощным чехлом рыхлых отложений, наибольший по площади и высоте явный остаточный рельеф располагается над выступами фундамента. В этих местах изобазиты обычно сгущаются и имеют сложный, замкнутый или почти замкнутый рисунок и большую абсолютную высоту. В том случае, когда положительные структуры и выступы палеозойского фундамента были перекрыты мощным чехлом осадочных отложений, явный остаточный рельеф располагался по их периферии, образуя почти замкнутый контур. По мнению указанных исследователей, исходящих из гравитационной гипотезы развития рельефа (В. П. Философов, 1960а, б, 1963а, б, 1967а, 1970), на положительных структурах и выступах фундамента потенциальная энергия рельефа возрастает вследствие приближения более плотного гранито-гнейсового основания к земной поверхности. Поэтому на границе поднятий и впадин, где потенциальная энергия рельефа резко увеличивается, крутизна продольных профилей долин возрастает и, как следствие этого, сгущаются изобазиты. Во впадинах, где фундамент залегает глубоко, потенциальная энергия рельефа небольшая, продольные профили долин выполаживаются, а заложения между изобазитами резко возрастают.

Построение карт базисных поверхностей более крупного масштаба, по мнению Е. П. Мельникова и Б. П. Сандалова (1963), позволит уточнить намеченные границы, а также обнаружить небольшие выступы рельефа палеозойского фундамента, которые могли влиять на образование и распределение погребенных россыпей.

Предлагаемая методика позволит более успешно вести поиски погребенных россыпей, приуроченных к выступам фундамента.

### **Использование карт локального размыва для изучения процессов эрозии**

Карты локального размыва разных порядков могут быть использованы для изучения процессов эрозии и плоскостного сноса в долинах и на водораздельных склонах, для выявле-

ния связи эрозии и денудации с породами, слагающими рельеф, с гидрологическими, гидрогеологическими и климатическими процессами, а также с почвенно-растительным покровом. Эти карты могут быть использованы для определения объема и состава горных пород, удаленных процессами размыва.

Объем горных пород, удаленных размывом, ограниченных сверху и снизу двумя изогипсами, а с боков остаточным рельефом, может быть вычислен по разным формулам. Чаще всего применяется наиболее простая из них

$$V = \frac{(S_1 + S_2) h}{2}, \quad (6)$$

где  $h$  — высота сечения изогипс,  $S_1$  и  $S_2$  — площади соответственно верхнего и нижнего основания участков размыва, оконтуренные изоэрозитами. Эта формула дает несколько завышенный объем, но для ориентировочных подсчетов ее можно применять.

Данные расчеты могут принести пользу при поисках россыпей и их коренных источников, а также при инженерно-геологических изысканиях и при работах по изучению эрозии почв.

Аналогичные вычисления объемов можно определять и для остаточного рельефа, как явного, так и скрытого.

### **Морфометрический анализ при геоморфологических и неотектонических исследованиях**

Морфометрические методы анализа рельефа находят широкое применение в геоморфологических исследованиях. Не рассматривая широкоизвестные морфометрические методы определения густоты и глубины расчленения, углов наклона земной поверхности и другие изложенные А. И. Спиридоновым (1952) и А. Г. Исаченко (1960), остановимся на тех, которые были разработаны нами.

Для изучения эрозионных процессов, форм и размеров долин, долинных систем и речных бассейнов имеют большое значение карты порядков долин и водораздельных линий. Карты асимметрии долин и междуречий необходимы для изучения асимметрии форм рельефа. При исследовании склоновых процессов могут помочь карты базисных поверхностей разных порядков. При изучении происхождения и развития

денудационных холмов будут весьма полезны карты остаточного рельефа разных порядков.

Карты вершинных поверхностей, построенные с учетом порядков водораздельных линий, обычно хорошо отражают ярусы рельефа, позволяя до полевых работ наметить количество поверхностей выравнивания, их высоты и географическое распространение. Выявляя геологический возраст пород, слагающих поверхности, строение и состав элювия и делювия, а также другие особенности геологического и геоморфологического строения вершинных поверхностей, можно определить время возникновения поверхностей выравнивания и характер неотектонических движений.

Карты размыва разных порядков позволяют количественно изучать эрозию. Карты разностных поверхностей всех видов и порядков помогут изучать новейшие и современные движения, а также величину эрозии и денудации. При изучении геологического возраста долин и водоразделов, а также количества террас в долинах могут помочь карты порядков долин и водораздельных линий.

Морфометрические карты следует строить до начала полевых геолого-геоморфологических работ, используя их при маршрутных наблюдениях, а также при камеральной обработке собранных материалов. Нужно объединять морфометрические исследования с генетической геоморфологией в целях более успешного решения практических и теоретических вопросов.

Следует указать, что даже самый тщательный и высококвалифицированным морфометрический анализ не может дать «стоцентную» правильность предполагаемого тектонического строения земной коры. В ходе геолого-геоморфологических и поисково-разведочных работ появляются новые данные, направляющие прогнозные оценки и практические рекомендации. Но морфометрический анализ, выполненный с учетом уже известных геофизических, геологических и геоморфологических данных, может значительно повысить эффективность поисково-разведочных работ, снизить их стоимость и содействовать ускорению открытий новых промышленных месторождений полезных ископаемых.

## Выводы

---

На основании изложенных выше материалов можно прийти к следующим выводам:

1. Рельеф местности генетически связан со всем ходом геологической истории и формирования тектонических структур. Высоты рельефа отражают мощность и плотность осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры и в какой-то мере — верхней мантии, включая и слой Гутенберга, т. е. строение всей тектоносферы. Высоты местности стремятся к изостатическому равновесию, т. е. к минимуму потенциальной энергии, но антиизостатические движения непрерывно нарушают равновесие.

2. Топографическая (гипсометрическая) карта объективно точно отражает высоты и формы рельефа, а поэтому по данной карте можно путем структурно-морфометрического анализа определить как новейшие вертикальные тектонические движения, так и структурные (плотностные или объемные) формы, возникшие в течение всей геологической истории.

3. На большей части суши основными формами рельефа являются долины и водораздельные пространства, характеризующиеся определенным сочетанием высот. В результате взаимодействия вертикальных тектонических движений с денудацией и аккумуляцией в условиях непрерывной борьбы изостатических и антиизостатических сил возникает, развивается и разрушается прямой, обращенный и переходный рельеф.

4. Высоты местности тесно связаны с силой тяжести; различают измеренные, ортометрические, нормальные и динамические высоты, связанные с уровнями поверхностями, являющимися поверхностями равных геопотенциалов.

5. Наибольшие градиенты геопотенциалов наблюдаются на границах между тектонически поднимающимися и опускающимися участками земной коры. К этим границам и приурочен наибольший размыв суши агентами денудации. Здесь

возникают наиболее глубоко врезанные долины с крутыми продольными профилями, которые постепенно выволаживаются в тектонических впадинах. Вода на суше движется с одной уровневной поверхности на другую, нижележащую. Продольный профиль долин зависит от разности геопотенциалов. В силу этого базисные поверхности, построенные по продольным профилям долин, отражают разность геопотенциалов. Ввиду этого карты базисных поверхностей отражают как вертикальные движения, так и плотностные структуры земной коры. Малые заложения изобазит указывают на положительные движения земной коры, а относительно большие заложения изобазит приурочены к относительно опускающимся участкам земной коры.

6. Базисные поверхности отражают как нормальный потенциал силы тяжести, так и часть гравитационных аномалий. Остаточный рельеф, лежащий выше соответствующей ему базисной поверхности, отражает только аномальные массы, представляющие собой разность потенциала реальной Земли и потенциала идеальной Земли плюс потенциал внешних масс, лежащих между эллипсоидом и базисной поверхностью, в том числе аномальных масс, лежащих выше базисной поверхности. Чем выше порядок базисной поверхности, тем гипсометрически ниже расположена она, тем большие массы горных пород переходят в остаточный рельеф. Поэтому можно считать, что остаточный рельеф отражает отрицательные аномальные массы или массы с пониженной плотностью. При этом остаточный рельеф 2-го порядка, по-видимому, отражает аномалии самого верхнего структурного этажа. Остаточный рельеф высших порядков, наверное, отражает более глубокие структуры, имеющие относительно пониженную плотность. Данную гипотезу необходимо проверить и уточнить. Если высказанные взгляды соответствуют действительности, то таким путем в будущем можно будет установить по картам базисных поверхностей и остаточного рельефа тектонические нарушения различных структурных этажей.

7. Интенсивность процессов эрозии и денудации прямо пропорциональна напряжению естественного гравитационного поля или, точнее, разности геопотенциалов. Чем больше эта разность, тем сильнее, при прочих равных условиях, идут процессы денудации и эрозии, а следовательно, тем энергичнее расчленяется поверхность рельефа.

8. Благодаря значительной разности геопотенциалов меж-

ду антиклинальными структурами, в том числе и погребенными, и окружающими их впадинами (моноклиналями), размыв на крыльях и сводах структур обычно идет более усиленно, что и отражается в высотах рельефа, изображенного на топографической карте, и может быть выявлен морфометрическим анализом. Этим можно объяснить то обстоятельство, что антиклинальные структуры, как поверхностные, так и погребенные, хорошо опознаются морфометрическим методом.

9. Речные долины обычно закладываются по тектонически нарушенным зонам, а именно: разломам, сбросам, зонам трещиноватости, по которым продолжают движения земной коры. Часто плановый рисунок долин, относящихся к разным бассейнам или к одной долинной системе, позволяет довольно точно оконтурить антиклинальные складки или блоковые структуры кристаллического фундамента.

10. Асимметрия речных долин и водораздельных пространств тесно связана с тектоникой. Обычно подмываемый берег совпадает или с моноклиалью, или с куэстой, или с валом, или флексурой. Реки чаще подмывают поднимающийся берег. Этому помогает также и различие в вертикальной составляющей силы тяжести, обычно имеющей большую величину на валах и флексурах, чем на прилегающих к ним впадинах, заполненных мощной толщей осадочных пород.

11. Вдоль движущихся блоков фундамента в осадочном покрове образуются приразломные структуры, связанные с приподнятыми и опущенными крыльями флексур. Среди них могут быть также крупные структурные формы, связанные с отдельными поднятиями или опущенными блоками фундамента. Региональные структуры наиболее хорошо выделяются по картам базисных поверхностей или же по их разностям высоких порядков. Следует отметить, что полного совпадения со структурами по кровле какого-либо стратиграфического горизонта не наблюдается. Выделение морфометрическим методом валов, прогибов, региональных поднятий, выступов и впадин фундаментов, линейных тектонических нарушений усиливает целевую направленность поисково-разведочных работ.

12. Возникновение тектонических структур в осадочном чехле платформ представляет собой длительный и противоречивый процесс. В общем виде он состоит из чередования поднятия и размыва, опускания и осадконакопления, а также процессов уплотнения и разуплотнения, растяжения и сжатия, гидратации и дегидратации и т. п.

13. Единой, общепринятой классификации платформенных складок, а также складок предгорных и межгорных прогибов, не существует. Морфометрическим анализом можно выделить следующие виды складок: прямые, наклонные (смещенные), а по характеру их развития — унаследованные, возрожденные и инверсионные.

14. Унаследованные складки выражены в рельефе фундамента различного рода выступами. Указанные складки относятся к типу штамповых (В. В. Бронгулеев, 1968) и по формам и размерам наиболее близко соответствуют плотностным структурам. Среди них выделяются: 1) складки, строго унаследованные, почти точно повторяющие элементы залегания всех структурных горизонтов и ярусов, и 2) складки, усиливающиеся вниз по разрезу. Складки указанных видов выражены чаще всего прямым рельефом и наиболее четко и однозначно выявляются морфометрическим методом.

15. Смещенные или наклонные складки являются разновидностью унаследованных. К ним относятся складки с четко выраженным наклоном осевой поверхности, сменой асимметрии крыльев и смещением свода. Указанные складки в морфометрических показателях отражены менее четко. Морфометрический контур обычно приурочен к более древнему своду складки и смещен по отношению к своду по более молодым отложениям. Такие складки чаще всего имеют полуобращенный рельеф.

16. К возрожденным складкам относятся складки, выраженные в верхнем и нижнем структурных ярусах и не выраженные в среднем или промежуточных ярусах. Такие складки также отражаются в морфометрических показателях, причем морфометрический контур обычно приурочен к положению свода по древним отложениям.

17. К инверсионным складкам следует отнести складки, характеризующиеся изменением по разрезу выпуклой формы на вогнутую или вогнутой формы на выпуклую. Такие складки обычно выражены обращенным рельефом и четко отражаются в морфометрических показателях.

18. Погребенные складки, приуроченные к аккумулятивным равнинам, речным террасам или поймам, выражаются явным остаточным рельефом, образующим различного вида скопления.

Гравитационные и экзогенные складки в морфометрических показателях не выражаются.

19. Складки в складчатых и орогенических областях (поя-

сах) морфометрическим методом обычно не выявляются. Исключение, по-видимому, представляют лишь штамповые складки, возникшие в результате восходящих вертикальных движений. В указанных областях морфометрическим методом четко выделяются отдельные блоки земной коры и их движения. Иногда выделяются границы пород различных формаций, отличающихся по плотности и имеющие почти вертикальный контакт, уходящий на большую глубину (С. В. Денисов, 1967). В. Е. Хаин (1964) вполне справедливо указывает, что применимость морфометрического метода «к областям общих интенсивных поднятий, горного рельефа и сложного складчатого строения вызывает серьезные сомнения» (стр. 63). При использовании метода в горно-складчатых областях необходимо учитывать критические замечания Г. П. Корнева (1965), с которым автор вполне согласен.

20. Наиболее хорошие результаты применения морфометрического метода к поискам тектонических структур получены в пределах молодых платформ, имеющих расчлененный рельеф. Здесь широко развиты унаследованные тектонические структуры, четко выражающиеся в морфометрических показателях. Для выявления тектонических структур в низменностях с малорасчлененным рельефом, с неглубоко врезаемыми долинами необходимы топографические карты с сечением горизонталей через 2,5 м, или даже через 1,0 м.

21. Для древних низких платформ с расчлененным рельефом, сложенных с поверхности палеозойскими породами, морфометрические исследования также дали хорошие результаты. На территориях Оренбургской, Куйбышевской, Пермской и Кировской областей, Татарской и Удмуртской АССР породы мезозойского и кайнозойского возраста или отсутствуют, или имеют незначительную мощность. Новейшие поднятия в пределах указанных районов унаследуют древние, палеозойские структуры. На этих территориях выявленные морфометрическим методом поднятия хорошо совмещаются со структурами, сложенными палеозойскими породами. При этом совмещение достигает 60—85% (В. Я. Гвин, 1962).

22. В Саратовской области, расположенной на стыке различных по возрасту и развитию тектонических районов, новейшие движения, как правило, не совпадают с мезозойско-кайнозойскими и верхнепалеозойскими. Поэтому новейшие региональные и локальные структуры не всегда точно совме-

щаются со структурами, выявленными бурением или сейсморазведкой по различным горизонтам мезозоя и карбона.

23. Необходимо отметить, что в тех случаях, когда проводилось сопоставление результатов морфометрических исследований с гравиметрическими, обычно морфометрически установленные поднятия характеризовались максимумами силы тяжести. Напротив, гравитационные минимумы слабо или совсем не отражаются на картах базисных поверхностей, но хорошо совмещаются с остаточным рельефом. Это особенно справедливо для соляных куполов, не имеющих подсолевого антиклинального ядра, а также для других структур, сложенных малоплотными осадочными породами большой мощности. Таким образом, намечается возможность различать структуры, сложенные плотными породами, облекающими выступы кристаллического фундамента, от структур, возникших во впадинах фундамента и сложенных малоплотными осадочными породами. При этом наиболее хорошо выявляются глубокие структуры, сложенные нижнепалеозойскими породами.

24. Морфометрические исследования, выполненные во многих районах СССР, показали, что наиболее четко выявляются поднятия, имеющие в основании выступы кристаллического фундамента или же характеризующиеся повышенными значениями аномалий силы тяжести.

25. Можно предположить, что кристаллический фундамент платформ имеет блоковое строение. Приподнятые блоки различных размеров и конфигураций выражаются в сгущенном рисунке изобазит и изогипсобазит. Линейно вытянутые зоны сгущенных изобазит (изогипсобазит) 3-го, 4-го и более высоких порядков, по-видимому, приурочены к разломам земной коры, разграничивающим блоки фундамента различных размеров. Морфометрические показатели отражают не только новейшие тектонические движения, но и структуры земной коры и в первую очередь приподнятые участки «гранитного», а может быть, и «базальтового» слоев земной коры, образующих плотностные структуры.

26. Плотностные структуры являются разновидностью тектонических структур как особый вид структур земной коры, отличающихся от структур уплотнения. Плотностными структурами являются как приподнятые, так и опущенные блоки кристаллического фундамента различных размеров, вплоть до выступов слагающих ядра локальных антиклинальных поднятий. К плотностным структурам следует относить так-

же рифы, массивы плотных изверженных пород, внедренные в менее плотные, а также погребенные денудационные останцы, сложенные относительно плотными породами. При опускании и осадконакоплении над поднятыми участками плотных пород, а также в зонах сочленения с относительно опущенными формируются структуры облекания.

27. Плотностные структуры выделяются в морфометрических показателях по разностям геопотенциалов, максимум которых возникает на крыльях и периклиналях тектонических структур. Поэтому чем больше плотность слагающих структуру пород, чем больше амплитуда складки и чем круче ее крылья, тем больше градиенты (малые заложения) между изобазитами (изогипсобазитами) и тем четче оконтуриваются поднятия, в том числе и погребенные.

28. В рисунке базисных поверхностей и их разностей выделяются плотностные структуры, зависимые не от движений, которые они испытывают, а лишь от величины разности геопотенциалов и глубины залегания структур. Новейшие движения земной коры значительно увеличивают разность геопотенциалов и тем способствуют более четкому отражению плотностных структур на морфометрических картах.

Сквозные плотностные структуры, выходящие на дневную поверхность или неглубоко залегающие, наиболее четко выражаются в базисных поверхностях. Плотностные структуры, как правило, неточно совмещаются с контурами тектонических поднятий, установленными по кровле какого-либо стратиграфического горизонта. Этим можно объяснить многочисленные случаи, когда контуры поднятий, выявленных морфометрическим методом, неполностью совпадают с контурами структур, ограниченными замкнутыми стратоизогипсами. В случае несогласного залегания молодых осадочных пород на древних более плотных образованиях в морфометрических показателях лучше отражается нижний структурный ярус.

29. Локальные антиклинальные структуры, сложенные менее плотными породами относительно вмещающих пород, не выделяются в рисунке изобазит, а обнаруживаются лишь остаточным рельефом. Ярким примером таких структур могут служить соляные купола, не имеющие подсолевого поднятия, выполненного более плотными породами. Такие структуры следует относить к объемным.

30. Локальные антиклинальные складки, как правило, сложены породами различной плотности и поэтому обычно отражаются на морфометрических картах как в рисунке изо-

базит (изогипсобазит), так и в остаточном рельефе, и в локальном размыве.

31. Наблюдаются случаи инверсионного залегания пород различной плотности, когда под более плотными породами отмечаются менее плотные породы. Для данных районов морфометрические показатели становятся нечеткими и возможны ошибки в интерпретации. Такие случаи наиболее часто наблюдаются на участках погребенных соляных, гипсовых, сульфатных и тому подобных структур.

32. Более четко морфометрически выражаются локальные складки, приуроченные к структурному ярусу, имеющему наибольшую мощность и плотность слагающих его пород и сравнительно близко залегающему к поверхности рельефа. При этом наиболее ярко из указанных складок будут выражаться те, которые имеют сравнительно большие размеры как по площади, так и по амплитуде, большие углы падения и локальные восходящие движения. В пределах Поволжья указанным условиям удовлетворяют структуры, приуроченные к девону и, по-видимому, к кристаллическому фундаменту. Такие складки наиболее хорошо выделяются морфометрическим анализом. Напротив, структуры, выполненные менее мощными кайнозойскими и верхнепалеозойскими отложениями и не выраженные в нижележащих толщах, а также в выступах фундамента, морфометрически выявляются плохо, нечетко.

33. В том случае, когда наблюдаются унаследованные структуры, т. е. когда складки по верхнему структурному ярусу совпадают со складками по нижним структурным ярусам, тогда их контуры, определенные морфометрически, наиболее точно совпадают со структурами, выявленными бурением. В случае же наличия смещенных сводов антиклинальных структур контуры складок, определенных морфометрическим анализом, не совпадают с контурами верхнего структурного яруса, а приближены к сводам поднятий по более мощному и сложенному более плотными породами структурному ярусу, расположенному ниже. То же относится и к погребенным под молодыми отложениями структурам.

34. Складки, выраженные по более мощному структурному ярусу, сложенному более плотными породами, создают большую разность геопотенциалов и поэтому ярче отражаются в морфометрических показателях. Складки, выраженные по маломощному структурному ярусу, сложенные породами с относительно небольшой плотностью, имеющие малые углы

падения и небольшую амплитуду, обычно плохо выделяются морфометрическим методом. Это объясняется тем, что разность геопотенциалов в пределах таких складок обычно бывает небольшой, а рельеф, изображенный на топографической карте, имеет спокойный, слаборасчлененный характер.

35. Морфометрический метод имеет много общего с гравиразведкой. Оба метода основаны на связи возмущающего потенциала силы тяжести с залеганием геологических масс. Но между ними есть и существенное различие. Известно, что обратная задача гравиразведки, заключающаяся в определении форм, размеров, избыточной плотности и глубины залегания геологического тела по характеру обусловленной им гравитационной аномалии, не может быть решена однозначно. Такая задача гравиразведки, в формально математическом смысле, имеет бесчисленное множество решений. Однако далеко не все из этих решений, равноправных и равновероятных с точки зрения математики, являются равноправными и равновероятными с точки зрения геологии. Только при наличии благоприятных геологических условий можно, по данным гравиразведки, дать определенное однозначное решение. Напротив, морфометрический анализ дает однозначное и вполне определенное геологическое решение задачи, помогая устанавливать тектонические структуры второго и третьего порядков, а также новейшие движения, которые они испытывают. Совмещение морфометрического анализа с гравиметрическим, с одной стороны, поможет более точно интерпретировать гравитационные аномалии, а с другой стороны, — уточнит и обогатит морфометрический метод. Совместное использование данных морфометрии и гравиметрии позволит более точно познать строение земной коры.

36. Комплексная интерпретация морфометрических и гравиметрических данных может дать более правильное представление о положении локальных и региональных тектонических структур, в том числе и погребенных. Так, структуры, выделенные по базисным поверхностям и скрытому остаточному рельефу, будут характеризоваться повышенными, в основном положительными аномалиями силы тяжести. Структуры, выделенные лишь по явному и частично по скрытому остаточному рельефу, будут чаще всего приурочены к отрицательным аномалиям.

37. Сопоставление контуров морфометрических поднятий с геолого-геофизическими данными позволяет дифференцированно подходить к слабоизученным районам. Такой комплекс

Сый анализ позволяет еще до проведения структурного и глубокого поискового бурения, провести проверку полученных данных, выполнить тектоническое районирование, наметит тип локальных структур, что имеет большое значение при поисково-разведочных работах на нефть и газ и другие полевые ископаемые.

38 В данной работе изложены основы гипотезы качественно-связи морфометрических показателей со структурами и движениями земной коры, заключающейся в неоднородном асинхронном отставании формирования высот рельефа от изменения гравитационного поля и мощности земной коры. Данная качественная гипотеза может быть проверена количественно методами математической статистики. Следует определять коэффициенты корреляции между высотами рельефа, базисными и вершинными поверхностями и их разностями, а также остаточным рельефом и локальным размывом всех порядков, с одной стороны, и структурными поверхностями различных стратиграфических горизонтов и гравитационными аномалиями — с другой. Для этой цели нужно использовать также данные дешифрирования аэрофотоснимков и полевые геолого-геоморфологические материалы. Учет результатов палеоструктурных, палеогеологических и палеогеоморфологических исследований также желателен.

39. При морфометрических исследованиях следует соблюдать все методические требования, как бы сложны и трудоемки они ни были. Необходимо иметь в виду, что последующие за детальными структурно-морфометрическими исследованиями геофизические работы и особенно глубокое поисково-разведочное бурение в сотни и тысячи раз дороже морфометрии. Поэтому целенаправленное эффективное проведение геофизических и буровых работ, в результате повышения качества и полноты структурно-морфометрических данных, в общем итоге удешевит поисково-разведочные работы.

40. Возражения против применения морфометрического метода при поисках тектонических структур и опасения, что его применение может привести к ошибкам, можно считать несущественными, так как метод широко опробован на практике в различных геолого-географических условиях древних и молодых платформ и дал положительные результаты. В настоящее время следует определить границы его применения, удельный вес возможных искажений и способы их устранения.

41. Слабыми сторонами метода является некоторый субъек-

ективизм в построении и интерпретации морфометрических карт. Метод относительно малоэффективен в районах со слабо развитой или неглубоко врезанной эрозионной сетью и в горных областях.

42. Связь между современным рельефом и глубинным строением, зависящая от целого ряда факторов, складывающихся во взаимодействии сложных комплексов эндогенных и экзогенных, а также космических процессов, во многом носит черты стохастической зависимости и поэтому подлежит изучению методами математической статистики с применением ЭВМ. Такой характер зависимости обуславливает необходимость изучения количественной связи морфометрических показателей со структурными поверхностями в различных тектонических условиях.

43. Необходимо подчеркнуть, что даже самый тщательный морфометрический анализ не может обеспечить «стоцентную» точность представлений о тектоническом строении местности. В ходе поисково-разведочных работ обычно появляются новые данные, исправляющие прогнозные оценки и практические рекомендации.

44. В настоящее время для дальнейшего развития структурно-морфометрического метода необходимо поставить «эталонные» работы. Следует строить морфометрические карты по более широкой программе на хорошо и глубоко разбуренные, геологически и геофизически изученные площади, для которых известно несколько структурных ярусов. Необходимо изучить формы базисных, вершинных и разностных поверхностей, а также остаточного и «смытого» рельефа в пределах установленных бурением структур и в соответствии с этим уточнить интерпретацию морфометрических карт с помощью математической статистики и ЭВМ. В будущем на основании работ, выполненных в различных областях, можно будет составить морфометрический атлас. Он окажет существенную помощь при интерпретации морфометрических карт, построенных на неисследованные бурением и сейсморазведкой площади.

45. Морфометрический анализ, выполненный с учетом известных геологических и геофизических данных, может значительно повысить эффективность поисково-разведочных работ, снизить их стоимость и содействовать ускорению открытий новых промышленных месторождений полезных ископаемых.

## Л и т е р а т у р а

- Аполлов Б. А.** Учение о реках. Изд-во Московского ун-та, 1952.
- Апродов В. А.** Особенности карстообразования в Пермской области. — В сб.: Географический сборник. Вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Апродов В. А.** О речной сети в средней части западного склона Урала и Приуралья. — В сб.: Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1. 1964.
- Бадамшин Э. З.** Морфометрические исследования в Аксубаево-Мелекеской депрессии и их роль в комплексе нефтепоисковых работ. — В сб.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.
- ✓ **Балабанов В. Г.** О применении морфометрического метода в сейсморазведке. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.
- Башенина Н. В.** Формирование современного рельефа земной поверхности. (Общая геоморфология). М., «Высшая школа», 1967.
- Белоликов Н. И.** Об использовании морфометрического метода при изучении поведения уровней грунтовых вод и определении мощности ЗМС для сейсморазведки. — В сб.: Геология, геохимия, геофизика. Куйбышев, 1964. (Тр. Куйбышевского НИИ НГ, Вып. 26).
- Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В.** Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964.
- Беляевский Н. А.** Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). — «БМОИП. Отд. геологии», т. XLIV, (2), 1969.
- Берлянт А. М.** Опыт применения морфометрического метода для изучения новейших тектонических движений на северо-востоке Русской платформы и в Вилюйской впадине. — В кн.: Проблемы неотектоники. Тезисы докладов. М., 1964.
- Берлянт А. М.** К оценке картографических методов и приемов изучения неотектонических и морфоструктурных особенностей рельефа и гидрографии. — В кн.: «Вестник научн. информ. Забайкальского отд. географ. общ. СССР», 1966, № 5.
- ✓ **Берлянт А. М.** Применение районирования базисной поверхности при изучении новейших тектонических движений в Вилюйской синеклизе. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.
- Берлянт А. М., Литвин Л. Ф.** Применение картографического метода для изучения новейших тектонических движений. — «Вестник Московского университета, Серия V. География», 1964, № 3.
- Билибин Ю. А.** Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Бобрик А. А.** Об определении и математической характеристике форм поверхности и объемного простираения географических объектов на Земле. — «Изв. Русск. географ. об-ва», 1924, т. 56, вып. 2.
- Бобрик А. А.** Очерк геометрической морфологии суши и океана. Гельсинфорс, 1925.
- Бондарчук В. Г.** Основы геоморфологии. М., Учпедгиз, 1949.
- Борисов А. А.** Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Бровар В. В., Магницкий В. А., Шимбирев Б. П.** Теория фигуры Земли. М., Геодезиздат, 1961.

**Бронгулеев В. В.** К проблеме складкообразования в земной коре. — В сб.: Орогенные пояса. М., «Наука», 1968.

**Быстрицкая П. М.** Поверхность палеозоя и ее значение для поисково-разведочных работ на нефть и газ в Саратовском Поволжье. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Саратов, 1966.

**Валеев Р. Н.** Тектоническое строение Удмуртии по данным комплексных морфометрических, геологических и геофизических исследований. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Валеев Р. Н.** О результатах применения морфометрического метода в пределах Вятско-Камского междуречья. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Валеев Р. Н., Файзуллин Л. Д.** Результаты интерпретации морфометрических исследований Западной Татарии. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

• **Варавка А. И.** Анализ плана гидросети в гравитационном поле. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Варламов И. П.** О результатах применения карт базисных поверхностей для выявления молодой тектоники северной части Лено-Алданского междуречья, западного склона Башкирского Урала и Предураля. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Варушин А. А.** О связи речных долин с элементами блоковой тектоники Орского Зауралья. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Вахрушев Г. В.** Роль неотектоники в жизни наземных и подземных вод Башкирии. — В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 1. Уфа, 1962.

**Великанов М. А.** Гидрология суши. Изд. 4. Л., Гидрометеониздат, 1948.

**Волин А. В.** Твердый сток и скорость эрозии. — «Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз.», 1946, т. IX, № 5.

**Волин А. В.** О глыбовом строении современных горных областей. — В сб.: Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963.

**Волков Н. Г.** Карта изодифференциации территории УССР и методика ее составления. — «Тр. III конф. молодых геологов ин-та геол. наук», 1964 г.

**Волков Н. Г.** Карта изодифференциации Днепровско-Донецкой впадины и ее тектоническая интерпретация. — «Докл. АН СССР». 1964 г., т. 155, № 5.

**Волков Н. Г.** Молодые вертикальные движения земной коры юго-западной части Русской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Таллин, 1964 г.

• **Волков Н. М.** Принципы и методы картометрии. Изд-во АН СССР, 1950.

**Воронов П. С., Кулаков Ю. Н.** О связи конфигурации гидросети Севера с новейшей тектоникой. — В сб.: Информ. бюлл. НИИ Геологии Арктики, 1958, вып. 9.

**Воскресенский С. С.** Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР. — В кн.: Вопросы географии. Сб. 4. Географиздат, 1947.

**Востряков А. В.** Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Востряков А. В., Спиридонова А. Ф.** К характеристике молодых движений земной коры в пределах Южного Заволжья по данным морфометриче-

ского анализа. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 3, ч. III. Кайнозой. Изд-во Саратовского ун-та, 1966.

**Вохмянина Е. И.** Результаты применения морфометрического метода для выявления локальных структур на территории Пермского Прикамья. В сб.: Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья и прилегающих районов. «Недра», 1965. («Тр. ВНИ Геологоразвед. нефтяного ин-та. Камский филиал». Вып. XLVI).

**Вохмянина Е. И.** Морфометрические исследования некоторых районов Пермской области. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Вохмянина Е. И., Шихов С. А.** Комплексные морфометрические и гравиметрические исследования юго-востока Пермской области. — В кн.: Вопросы геологии Приуралья и Зауралья. Пермь, 1966 («Научные труды Пермского политехнического ин-та». Сб. XX).

**Вохмянина Е. И., Никулин А. В., Данилевич А. А.** Некоторые результаты применения морфометрического метода для выявления тектонических структур в Пермской области. — В кн.: Тезисы докладов совещания по применению геоморфологических методов при нефтегазопромысловых работах. М., 1964.

**Высоцкий Г. Н.** Водоразделы и увлажнение степей. Изд-во Всес. Акад. с.-х. наук. им. В. И. Ленина, 1937.

**Гарецкий Р. Г., и Яншин А. Л.** Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.

**Гвин В. Я.** Особенности применения морфометрии при структурно-тектоническом районировании. — В кн.: Геофизическая разведка. Вып. 10, Гостопиздат 1962.

**Гвин В. Я.** Применение морфометрии при структурных исследованиях Верхнего и Среднего Поволжья и Прикамья. — В кн.: Вопросы географии. Сб. 63. Количественные методы в геоморфологии. Географиздат, 1963.

**Гвин В. Я.** Карта длины долин и ее место в комплексе картометрических исследований. — В кн.: Разведочная геофизика. Вып. 3. «Недра», 1964.

**Гвин В. Я.** Применение карт длины долин одного порядка при прогнозировании структур в северных районах Волго-Уральской нефтеносной области. — Доклады АН СССР, 1965, т. 160, вып. 3.

**Герасимов И. П.** Общая схема истории развития рельефа западной части СССР. — В кн.: «Тр. второго Всес. географ. съезда». Т. II, Географиздат, 1948.

**Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А.** О геоморфологическом этапе в развитии Земли. — «Изв. АН СССР, сер. географ.», 1964, № 6.

**Геренчук К. И.** Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. — «Записки географ. об-ва Союза ССР», т. 20, Новая серия. Изд-во Львовского ун-та, 1960.

**Герман Е. В., Евтихеев В. А., Ласточкин А. Н., Перугин Н. Н.** Результаты морфометрических исследований на севере Западной Сибири. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Гирилович Л. С.** Некоторые вопросы дешифрирования аэроснимков при структурно-геоморфологических исследованиях в пределах Припятской впадины. — В кн.: Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика», 1968.

**Голодовкин В. Д.** Тектоническое строение Ставропольской депрессии по данным морфометрического анализа. — В сб.: Геология, геохимия, геофизика. Куйбышев, 1964. («Тр. Куйбышевского НИИ Нефтяной промышленности». Вып. 27).

Голодовкин В. Д. Некоторые закономерности связи рельефа с нефтеносными структурами Куйбышевского Поволжья. Автореферат диссертации на соиск. ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Куйбышев, 1967.

Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Ласточкин А. Н., Миркин Г. Р., Рейнин И. В. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных и нефтегазоносных областей. М., «Недра», 1968.

Горелов С. К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», 1957, т. 73.

Горелов С. К. Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. «Наука», 1964.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.

Граменицкая Н. А. К вопросу об условиях заложения речных долин на территории Приморья. — Географ. сб. Львовского ун-та, Вып. 8, 1964.

Граменицкая Н. А. Рисунок речной сети как возможный показатель тектонической обусловленности заложения речных долин. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Граменицкая Н. А., Фетищева Е. А. Опыт выявления тектонических структур третьего порядка методами морфометрии в Ярославском Поволжье. — «Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка», 1969, № 2.

Грибков В. В. Результаты применения морфометрических исследований на Южном Мангышлаке. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Гридин В. И. Морфометрический метод поисков тектонических структур и дешифрирование материалов аэрофотосъемки при средне-масштабном картировании Припятского прогиба. — В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1965.

Гридин В. И., Гирилович Л. С. Некоторые результаты среднемасштабных структурно-геоморфологических исследований в Припятской впадине. — В кн.: Республиканское межведомственное координац. совещание по структурной геоморфологии и неотектонике Украины. Тезисы докладов. Изд-во Харьковского ун-та, 1967.

Губкин И. М. Урало-Волжская область. Изд-во АН СССР, 1940.

Гурарий Г. З., Соловьева П. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дедков А. П. О связи порядка и возраста речных долин. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. — «Тр. НИИГА», т. 115. Госгеолтехиздат, 1961.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.

Денисов С. В. Применение метода гониобазит в складчатой области Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. — Изб. сочинения. Т. II. Сельхозгиз, 1949.

Доскач А. Г., Кесь А. С. О книге С. С. Соболева «Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними». — «Изв. АН СССР, сер. географ. и геофизики», 1950, т. XIV, № 2.

Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. Изд-во иностр. литературы, 1962.

Жуков А. И. Введение в теорию относительности. М., Физматгиз, 1961.

Журенко Ю. Е. К методике построения карты уклонов русел рек в целях изучения современных тектонических движений. — В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Сб. 2. Уфа, 1959.

Журенко Ю. Е. Голоценовые и современные тектонические движения западной Башкирии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени геолого-минералогических наук. Уфа, 1963.

Зайонц В. Н. Применение карт базисных поверхностей высоких порядков для выявления региональных структур южной части Волго-Уральской нефтеносной области. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

Зайонц В. Н., Филатов В. Ф., Философов В. П. Опыт поисков соляно-купольных структур морфометрическим методом в Вилуйской, Прикаспийской синеклизах и Предуральском краевом прогибе. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Захарчук С. М. Предварительные результаты применения морфометрического анализа рельефа при изучении тектоники равнинного Крыма. — Тезисы докладов совещания по применению геоморфологических методов при нефтегазопонисковых работах. М., 1964.

Захарчук С. М. О применении морфометрического анализа рельефа при изучении тектоники равнинного Крыма. — В сб.: Геоморфологические методы при нефтегазопонисковых работах. М., «Недра», 1966. («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIV).

Зятькова Л. К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.

Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР. — «Советская геология», 1947, № 19.

Исаченко А. Г. Физико-географическое картирование. Часть II. Изд-во Ленинградского ун-та, 1960.

Карлов Н. Н. Происхождение долин рек Самары, Кильчени и Орели. — «Природа», 1951, № 5.

Карпов В. И., Некос В. Е. Структурно-геоморфологический анализ при поисках полезных ископаемых. — В кн.: Процессы развития земной коры и полезные ископаемые Днепровско-Донецкой впадины. Тезисы докладов. Раздел II. Киев—Полтава, 1968.

Качугин Е. Г. Еще об одной причине асимметрии долин. — В кн.: Вопросы географии. Сб. 21. Географгиз, 1950.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. литературы. М., 1961.

Кожурина М. С. Опыт исследования продольных профилей некоторых рек Прикарпатья для целей тектонического анализа. — «Изв. Всесоюзного географ. об-ва», 1956, т. 88, № 1.

Кожурина М. С. Тектоническая карта Черновицкой области УССР по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

Корнев Г. П. О пределах применимости морфометрического метода поисков тектонических структур. — «Геология нефти и газа», 1965, № 11.

Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Т. I. Общая тектоника. М., Гостоптехиздат, 1958.

Косыгин Ю. А. Слоистая геологическая структура и соотношения структурно-вещественных генетических и хронографических характеристик осадочной оболочки Земли. — «Геология и геофизика», 1964, № 10.

Куловшили С. И., Шапошников В. М. О возможности применения морфометрического метода поисков тектонических структур в межгорных впа-

динах (на примере Карталинской депрессии) — «Сообщения Акад. Наук Грузинской ССР», 1966, т. XLIV.

**Ласточкин А. Н.** Построение карт базисных поверхностей. — «Геология нефти и газа», 1965, № 2.

**Ласточкин А. Н.** Методика и основные результаты морфоструктурного анализа Севера Западной Сибири. — В сб.: Геоморфологические методы при нефтегазовых работах. М., «Недра», 1966, («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIV).

**Ласточкин А. Н.** К вопросу о теоретическом обосновании некоторых морфометрических построений. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Леваковский И. Ф.** Способ и время образования долин на юге России. Харьков, 1869.

**Леонтьев О. К.** Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во Московского ун-та, 1955.

**Леонтьев О. К.** Краткий курс морской геологии. Изд-во Московского ун-та, 1963.

**Линева Л. А.** Опыт применения морфометрического анализа в условиях Зайсанской впадины. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Личков Б. Л.** О геологическом прошлом европейских рек. — В сб.: Проблемы физической географии. Вып. 10. Изд-во АН СССР, 1934.

**Лунев Б. С.** Метод оценки современных движений земной коры по granulometрии и тяжелым минералам. — «Ученые записки Пермского ун-та. Геология», 1961, т. 18, вып. 2.

**Лунев Б. С.** Дифференциация осадков в современном аллювии. — «Ученые записки Пермского ун-та», Пермь, 1967, № 174.

**Ляйэль Ч.** Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. I и II. М., 1866.

**Маккавеев Н. И.** Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР, 1955.

**Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Зантов Н. Р., Лебедева Н. В.** Экспериментальная геоморфология. Изд-во Московского ун-та, 1961.

**Марков К. К.** Основные проблемы геоморфологии. Географиздат, 1948.

**Машкович К. А.** Методика поисков и разведки нефти и газа в Саратовском Поволжье. Гостоптехиздат, 1961.

**Медушевская И. А.** Выделение зон тектонических нарушений по результатам морфометрических построений и их сопоставление с данными геофизических работ на территории БССР. — В кн.: Материалы четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск. «Наука и техника», 1966.

**Медушевская И. А.** Возможность получения дополнительной информации о характере тектонических нарушений при сопоставлении данных морфометрии и геофизики. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Мельников Е. П., Санданов И. Б.** Некоторые результаты применения морфометрического метода для поисков древних погребенных россыпей. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Мелихов В. А.** Неотектонические исследования в Днепровско-Донецкой впадине. — В кн.: Республиканское совещание по структурной геоморфологии и неотектонике Украины. Тезисы докладов. Изд-во Харьковского ун-та, 1967.

**Мелихов В. А.** Некоторые результаты морфометрических исследований в центральной и северо-западной частях Днепровско-Донецкой впадины. —

В кн.: Материалы Харьковского отд. географ. об-ва Украины. Вып. VI. Структурная геоморфология и неотектоника Украины. М., «Недра», 1968 а.

**Мелихов В. А.** Роль изучения новейшей тектоники в познании глубинной структуры региона. — В кн.: Процессы развития земной коры и полезные ископаемые Днепроовско-Донецкой впадины. Тезисы докладов. Раздел II. Киев—Полтава, 1968 б.

**Мещеряков Ю. А.** К постановке морфометрических исследований Русской равнины (в связи с работами С. С. Соболева). — В кн.: Вопросы географии. Сб. 15. М.—Л., Географиздат, 1949.

**Мещеряков Ю. А.** Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд-во АН СССР, 1960.

**Мещеряков Ю. А.** Молодые тектонические движения и эрозивно-кумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

**Мещеряков Ю. А.** Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. — В кн.: Современные движения земной коры. Вып. I. М., 1963.

**Мещеряков Ю. А.** Полигенетические поверхности выравнивания. — В сб.: Проблемы поверхностей выравнивания. «Наука», 1964 а.

**Мещеряков Ю. А.** Успехи и трудности морфометрии. — «Изв. АН СССР, сер. географич.», 1964 б, № 5.

**Мещеряков Ю. А., Филькин В. А.** Опыт составления карты падения рек и ее тектонической интерпретации. — В сб.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1960.

**Мигаль И. К.** Фигура Земли и геотектоника. — «Научные записки Львовского политехнического ин-та, Вып. XVIII. Геолого-разведочный ф-т. Серия геодезическая», № 2. Изд-во Львовского ун-та, 1954.

**Миллер В., Миллер К.** Аэрофотогеология. «Мир», 1964.

**Михайлов М. В.** Результаты морфометрического анализа центральной и южной части Вилюйской синеклизы и северного склона Алданского массива. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Мишаков Г. С., Соловьев В. В.** К вопросу о возможностях морфометрического метода. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. М., 1963. («Тр. ВНИГРИ». Вып. 224).

**Можаев Б. Н.** Анализ развития локальных поднятий в окрестностях Ленинграда. — В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Вып. 5. Поиски структур для подземных газохранилищ на северо-западе Русской платформы. «Недра», 1966 а.

**Можаев Б. Н.** Методы изучения новейшей тектоники и общий характер связи современного рельефа с погребенными структурами на северо-западе Русской платформы. — В сб.: Вопросы разведочной геофизики. Вып. 5. «Недра», 1966 б.

**Можаев Б. Н.** Особенности методики структурно-геоморфологических исследований в области валдайского оледенения. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазопонских работах. М., «Недра» 1966 в. («Тр. ВНИГРИ». Вып. LIV).

**Морфометрический метод при геологических исследованиях.** Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Музыченко Н. М.** Современная тектоника каменноугольных отложений Волгоградско-Саратовского Поволжья в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. — В сб.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостоптехиздат, 1962.

- Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. М., Географиздат, 1962.
- Неручев С. Г., Шапошников В. М. Об изучении тектоники Центрального и Восточного Предкавказья при помощи морфометрического метода. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность северного Предкавказья. М., 1960. («Тр. ВНИГНИ». Вып. XXXII).
- Николаев В. А. К истории рельефа Сталинградского Поволжья. — В кн.: Вопросы географии. Вып. 36, 1954.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И. История развития основных представлений о геоморфологии. (Очерк первый). — Очерки по истории геологических знаний. Вып. 6. Изд-во АН СССР, 1958.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). Госгеолтехиздат, 1962.
- Никулин А. В., Вохмянина Е. И., Данилевич А. А. Некоторые результаты применения морфометрического метода для выявления тектонических структур в Пермской области. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазопонсковых работах. М., «Недра», 1966. («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIV).
- Огиевский А. В. Гидрология суши (общая и инженерная). Госэнергоиздат, 1941.
- Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и надземных вод — «Землеведение», 1898, кн. 3—4.
- Панов Б. П. Количественная характеристика речной сети. — «Тр. Гос. гидрологического ин-та», 1948. Вып. 4 (58).
- Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961.
- Полканова В. Б. Обработка данных спрямленных и ориентированных элементов рельефа — один из методов выявления тектонических структур. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 20.
- Попова Л. Ф., Философов В. П. Опыт применения морфометрического метода при поисках тектонических структур в Татарии. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.
- Пославская О. Ю. Опыт выявления современных тектонических движений по геоморфологическим признакам. — «Тр. Средне-Азиатского ун-та», 1952, вып. 31.
- Проходский С. И. Применение морфометрического метода для анализа некоторых тектонических структур левобережья Украины. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963 а.
- Проходский С. И. О некоторых количественных методах структурно-геоморфологического анализа. — «Изв. Харьковского отд. географического общества Союза ССР». Изд-во Харьковского ун-та, 1963 б.
- Проходский С. И., Черванев И. Г. О геоморфологическом отражении районов размещения максимумов абсолютно свободных дебитов газа на Шебелинском месторождении. — Материалы Харьковского отд. географ. об-ва СССР. Изд-во Харьковского ун-та, 1964.
- Проходский С. И., Сидоренко В. И., Черванев И. Г. Анализ деформаций геоморфологических уровней в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. — «Вестник Харьковского ун-та, № 2, серия географии», 1964, вып. 1.
- Ржаницын Н. А. Морфометрические и гидрологические закономерности строения речной сети. Гидрометеоиздат, 1960.
- Рождественский А. П. К вопросу о природе асимметрии склонов речных

долин северо-западной части Башкирии. — В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Вып. I. Уфа, 1957.

**Рождественский А. П., Журенко Ю. Е.** Современные тектонические движения Западного Приуралья и прилегающей части Южного Урала. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.

**Рыжов П. А.** Геометрия недр. Углетехиздат, 1952.

**Рыжов П. А.** Геометрия недр. «Недра», 1964.

**Рухин Л. Б.** Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1962.

**Семеновский В. Н.** Закономерности морфологии платформенного рельефа. Изд-во Казанского ун-та, 1963.

✓ **Сетунская Л. Е.** Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. — «Изв. АН СССР. Серия географии», 1959. № 3.

✓ **Сетунская Л. Е.** Карта падений рек Приволжской возвышенности и ее тектоническая интерпретация. — В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.

✓ **Соболев С. С.** Карта глубины эрозии УССР и некоторые вытекающие вопросы. — «Проблемы советского почвоведения», вып. I. Изд-во АН СССР, 1936.

✓ **Соболев С. С.** Глубина эрозии в Европейской части СССР. — «Почвоведение», 1938, № 9.

**Соболев С. С.** Развитие эрозийных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Т. I. Изд-во АН СССР, 1948.

**Соболевский П. К.** Современная горная геометрия. — В кн.: Геометризация месторождений минерального сырья как основа рационального освоения недр. — «Научные труды Московского горного института». М., 1969.

**Современные движения земной коры**, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

**Современные движения земной коры**, № 2. Тарту, 1965.

**Современные движения земной коры**, № 3. М., 1968 а.

**Современные движения земной коры**, № 4. М., 1968 б.

**Соломатина Л. Н.** О возможности применения морфометрического метода поисков антиклинальных структур на северо-востоке Сахалина. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л., Гостоптехиздат, 1963 («Тр. ВНИГРИ». Вып. 224).

**Спиридонов А. И.** Геоморфологическое картографирование. Госгеографиздат, 1952.

**Станкевич Е. Ф.** О постоянстве положения долин рек на Русской платформе. — В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. I, Уфа, 1962.

**Токарский О. Г.** Региональные морфометрические исследования Ферганской межгорной впадины. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Токарский О. Г., Боровская Е. Д., Голик О. В.** Морфометрические исследования в северо-восточной части Ферганской впадины с целью выявления локальных антиклинальных структур. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., 1969.

**Травина А. М.** Применение морфометрического метода к поискам структур в северо-западной части Оренбургской области. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Троицкий В. А.** Типы речной сети Европейской части СССР. — В кн.: Вопросы географии. Сб. 7. Географиздат, 1948.

**Усов М. А.** Структурная геология. Госгеолиздат, 1940.

**Уфимцев Г. Ф. и Сизиков А. И.** Некоторые результаты морфометриче-

ского анализа при изучении неотектоники центрального Забайкалья. — В кн.: «Вестник научн. информ. Забайкальского отд. географ. об-ва СССР». Чита, 1965.

**Фаворская М. А., Томсон Н. И., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская П. К., Дежин Ю. Л., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. П.** Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.

**Фердман Л. И.** О применении морфометрического метода при изучении структурных особенностей Читино-Ингодинской впадины центрального Забайкалья. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Филатов В. Ф.** Применение морфометрического метода на территории Кемпендяйских дислокаций и некоторые особенности его интерпретации. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Филатов В. Ф.** Применение морфометрического метода на территории Вилуйской синеклизы. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967 а.

**Филатов В. Ф.** Анализ новейшего и древнего структурных планов юго-западной части Вилуйской синеклизы. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, 1967 б.

**Филатов В. Ф.** Морфометрические приемы построения карт новейшей тектоники равнинных территорий (на примере Вилуйской синеклизы); — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Философов В. П.** Порядки долин и их использование при геологических исследованиях. — «Научный ежегодник за 1955 г. Саратовский ун-т, геологический ф-т». Саратов, 1959 а.

**Философов В. П.** Применение карт базисной поверхности для выявления современных тектонических движений. — «Научный ежегодник за 1955 г. Саратовский университет. Геологический ф-т». Саратов, 1959 б.

**Философов В. П.** Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовского ун-та, 1960 а.

**Философов В. П.** К вопросу о происхождении частной асимметрии рельефа равнин. — В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, Изд-во Башк. филиала АН СССР, 1960 б.

**Философов В. П.** Некоторые теоретические вопросы морфометрического метода выявления тектонических структур. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963 а.

**Философов В. П.** Замечания по теории и практике морфометрического метода. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963 б.

**Философов В. П.** К вопросу о генетической классификации поверхностей выравнивания. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964 а.

**Философов В. П.** Теоретические основы и практические результаты применения морфометрического метода выявления газонефтеносных структур. — В кн.: Тезисы докладов совещ. по применению геоморфологических методов при нефтегазопойсковых работах в Актюбинске. М., 1964 б.

**Философов В. П.** Морфометрический метод и результаты его применения в бортовой зоне Прикаспийской впадины. — В сб.: Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов, «Коммунист», 1965. («Тр. НВ НИИГГ». Вып. 3).

**Философов В. П.** Морфометрический метод выявления структур. — В

сб.: Геоморфологические методы при нефтепоисковых работах. М., «Недра», 1966 а. («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIV).

**Философов В. П.** Происхождение и возраст поверхностей выравнивания центральной части Приволжской возвышенности. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 3, ч. III. Кайнозой. Изд-во Саратовского ун-та. 1966 б.

**Философов В. П.** О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967 а.

**Философов В. П.** Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967 б.

**Философов В. П.** Значение карты потенциальной энергии рельефа для геоморфологических и неотектонических исследований. — В кн.: Методы геоморфологических исследований. Т. I. Новосибирск, «Наука» (Сибирское отд.), 1967 в.

**Философов В. П.** Основы структурно-генетической классификации рельефа суши. — В сб.: Материалы Харьковского отдела географического общества Украины. Вып. VI. Структурная геоморфология и неотектоника Украины. I. М., «Недра», 1968.

**Философов В. П.** Карты изобазит и остаточного рельефа. — В кн.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1970.

**Философов В. П., Черняев Ю. В.** Применение морфометрического метода для выявления разрывных нарушений и блоковой тектоники в складчатых областях. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Философов В. П., Шапошников В. М.** Методика составления и интерпретации морфометрических карт слаборасчлененных территорий. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Философов В. П., Зайонц В. Н., Черняев Ю. В.** Результаты применения морфометрического метода для выявления тектонических структур в юго-западной части Оренбургской области. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Философов В. П., Денисов С. В.** О порядке речных долин и их связи с тектоникой. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Философов В. П., Макаров С. А.** Выявление новейшей тектоники морфометрическим методом. — В кн.: Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области. Изд-во Казанского ун-та, 1965.

**Философов В. П., Голубев Н. Н., Макаров С. А., Столяров Э. Н., Четвертков С. С.** Морфометрический метод выявления современных и молодых (голоценовых) движений. — В кн.: Современные движения земной коры. № 2. Тарту, 1965.

**Философов В. П., Макаров С. А., Столяров Э. Н., Боровская Е. Д., Голик О. В., Чувелева Н. А., Киркина Р. Г., Голубев Н. Н.** Детальные морфометрические исследования при поисково-разведочных работах на нефть и газ. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазопроисковых работах. М., «Недра», 1966. («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIV).

**Философов В. П., Калинин А. М.** О возможностях применения морфометрического метода при поисках месторождений пьезооптического сырья. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Философов В. П., Спиридонова А. Ф.** Краткий анализ палеотектонического развития локальных структур и их морфометрическая характеристика. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Философов В. П., Филатов В. Ф.** Связь порядков долин и водоразделов с их геологическим возрастом на территории Саратовского Заволжья. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Философов В. П., Никонов А. Д.** К вопросу о происхождении прямого и обращенного рельефа. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Философов В. П., Чувелева Н. А.** Отражение тектонического строения центральной части Саратовского Правобережья в базисных поверхностях. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Хаин В. Е.** Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

**Хаин В. Е., Ломидзе М. Г.** О молодых подвижках по древним разломам на Западном Кавказе и их влияние на гидрографическую сеть. — «Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка», 1959, № 8.

**Хортон Р. Е.** Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Изд-во иностр. литературы, 1948.

**Худяков Г. И.** Об элементах тектонической интерпретации некоторых морфометрических показателей рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Худяков Г. И.** Структурно-морфометрический метод изучения новейших тектонических движений в условиях Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Вопросы регионального ландшафтоведения и геоморфологии СССР. Географический сборник. Вып. 8. Изд-во Львовского ун-та, 1964.

**Худяков Г. И.** К проблеме ярусности рельефа горных стран (на примере отдельных районов южной части советского Дальнего Востока). — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

**Четвертков С. С.** Некоторые результаты применения морфометрического метода при комплексном изучении закономерностей размещения золотоносных россыпей в бассейнах рек Амазар и Гербы. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Четвертков С. С.** Основы интерпретации морфометрических карт складчатых областей. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Тезисы докладов. Хабаровск, 1968.

**Черткова Е. И.** Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. — «Изв. АН СССР. Серия географии и геофизики», 1950, т. 14, вып. 5.

**Чичагов В. П., Девдариани А. С.** Морфометрия в работах А. Болига (Франция) и А. Страллера (США). — В кн.: Вопросы географии. Вып. 63. Географиз, 1963.

**Чувелев А. Н.** Морфометрический метод составления карт мощностей зоны малых скоростей. — В кн.: Тезисы докладов совещания по применению геоморфологических методов при нефтегазопроисковых работах. М., 1964.

**Чувелев А. Н.** Морфометрический метод составления карт мощности зоны малых скоростей и карт гидроизогипс. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазопроисковых работах. М., «Недра», 1966. («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIV).

**Чувелев А. Н.** Морфометрический метод определения глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта и составления карты гидроизогипс. — В сб.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Шапошников В. М.** Новые данные о тектонике района Озексуатского нефтяного месторождения в свете геоморфологического анализа. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Северного Кавказа, 1963 г. («Тр. ГрозНИИ». Вып. XIV).

**Шапошников В. М.** Опыт изучения тектоники центрального и восточного Предкавказья морфометрическим методом. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963 г.

**Шапошников В. М.** Эффективность применения геоморфометрического метода в центральном и восточном Предкавказье. — В кн.: Тезисы докладов совещания по применению геоморфологических методов при нефтегазопоисковых работах. М., 1964.

**Шапошников В. М.** О тектонике Озек-Суатского нефтеносного района по данным геоморфометрического анализа. — В кн.: Геология и нефтегазоносность восточного и центрального Предкавказья. М., «Недра», 1965. («Тр. ГрозНИИ». Вып. XVIII).

**Шапошников В. М.** Эффективность применения морфометрического метода в центральном и восточном Предкавказье. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазопоисковых работах. М., «Недра», 1966. («Тр. ВНИГНИ». Вып. LIX).

**Шапошников В. М.** О возможности выявления морфометрическим методом в Ставрополье новых перспективных на нефть и газ структур. — В кн. Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Шапошников В. М.** Структурно-морфометрический анализ центрального и смежных районов восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью. Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Саратов, 1968.

**Шибистов Б. В.** Роль новейших тектонических движений в формировании месторождений бокситов (междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски). — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Шляуа А. И.** Поиски тектонических структур морфометрическим методом. — В кн.: Материалы научной конференции молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1968.

**Шляуа А. И., Философов В. П.** Связь остаточного рельефа с тектоническими структурами в пределах Балтийской синеклизы. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., 1969.

**Шорников Б. Я.** Перспективы газонефтеносности палеозойских и мезозойских отложений Саратовской области и некоторые закономерности размещения скоплений нефти и газа в терригенной толще девона. Доклад, обобщающий опубликованные труды, представленные на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Саратов, 1966.

**Шукин И. С.** Общая морфология суши. Т. I, ОНТИ, 1934.

**Шукин И. С.** Общая геоморфология. Т. I. Изд-во Московского ун-та, 1960.

**Эпштейн М. Л.** Итоги применения морфометрического метода в целях выявления тектонических структур в Куйбышевской области. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963.

**Эпштейн Ш. Л., Философов В. П.** Опыт использования крупномасштабных карт для изучения современных тектонических движений. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

**Юдин А. И., Денисов Р. И.** Методика и результаты морфометрических исследований на равнинных пространствах юго-запада Узбекистана. — В кн.: Вопросы морфометрии. Вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

От редактора	3
Введение	6
Задачи работы	6
Определение предмета структурной морфометрии	7
Краткая история развития структурной морфометрии	9
<b>Глава I. Связь высот рельефа со структурами и движениями земной коры.</b>	<b>11</b>
Исходная уровенная поверхность	11
Сила тяжести, мощность земной коры и высоты рельефа	17
<b>Глава II. Связь долинной сети с тектоникой.</b>	<b>24</b>
Задачи исследования	24
Порядки долин и водораздельных линий	25
К вопросу о происхождении долин	29
Речные и водораздельные системы	41
<b>Глава III. Методика построения морфометрических карт.</b>	<b>48</b>
Карта порядков долин и водораздельных линий	48
Карты базисных поверхностей	53
Карты остаточного рельефа	59
Карты вершинных поверхностей	64
Карты локального размыва	66
Карты разностных поверхностей	67
Карты монобазисных и моновершинных поверхностей	69
Карта асимметрии форм рельефа	72
Карты гониобазит и гониогипсобазит	74
Краткие выводы	77
<b>Глава IV. Интерпретация морфометрических карт.</b>	<b>78</b>
Общие положения	78
Карты порядков долин и водораздельных линий	80
Интерпретация морфометрических карт в целях выявления региональных структур	82
Выявление локальных структур	88
Выявление погребенных локальных структур	92
Выявление солянокупольных структур	97

Морфометрические карты складчатых областей	101
Карты асимметрии форм рельефа	103
Выявление разрывных нарушений и блоковой тектоники	108
Краткие выводы	115
<b>Глава V. Основные результаты морфометрических исследований в СССР.</b>	117
Волго-Уральская область	118
Украина, Белоруссия и Литва	134
Центральные районы Русской равнины	138
Северо-запад Русской равнины	138
Западно-Сибирская низменность	141
Вилуйская низменность	143
Восточная Сибирь	146
Центральное Забайкалье	147
Равнины Мангышлака, Устюрта и Центральных Кызылкумов	148
Урал	150
Северный Кавказ	150
Закавказье	152
Ферганская впадина	153
Зайсанская впадина Алтая	156
Остров Сахалин	158
Краткие выводы	159
<b>Глава VI. Использование морфометрического метода для выявления новейших и современных движений земной коры.</b>	163
Общие положения	163
Некоторые результаты выявления движений земной коры	174
Поволжье	174
Восточная Сибирь	179
Составление схемы тектоники и схемы новейших (голоценовых) движений земной коры	180
Краткие выводы	185
<b>Глава VII. Применение морфометрического метода при геолого-геофизических работах.</b>	188
Организация работ	188
Поиски меторождений нефти и газа	188
Применение карт базисных поверхностей и остаточного рельефа при гравirazведке	190
Применение карт гидробазисной поверхности при сейсморазведке	198
Поиски подземных вод	200
Поиски аллювиальных россыпей	201
Поиски руд	202
Выявление погребенного рельефа	203
Использование карт локального размыва для изучения процессов эрозии	204
Морфометрический анализ при геоморфологических и неотектонических исследованиях	205
Выводы	207
Литература	218

1 руб.

