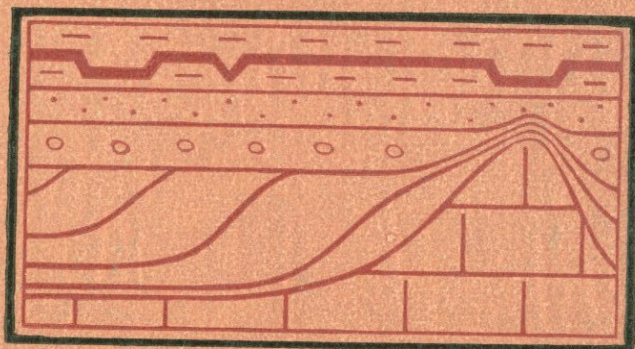


Ю.Ф.ЧЕМЕКОВ
В.И.ГАЛИЦКИЙ



ПОГРЕБЕННЫЙ
РЕЛЬЕФ
ПЛАТФОРМ
и методы
его
изучения

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

551.4

Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ,
В. И. ГАЛИЦКИЙ

ПОГРЕБЕННЫЙ
РЕЛЬЕФ
ПЛАТФОРМ
И МЕТОДЫ
ЕГО
ИЗУЧЕНИЯ

1272



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Ленинградское отделение
ЛЕНИНГРАД • 1974



Чемеков Ю. Ф., Галицкий В. И. Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. Л., «Недра», 1974. 207 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

Изучение погребенного рельефа платформ (или палеогеоморфологический анализ платформ) необходимо при поисках полезных ископаемых, реконструкции истории геолого-геоморфологического развития платформ или их отдельных участков и решения многих теоретических проблем геологии и геоморфологии. В монографии на конкретных примерах (преимущественно по Русской платформе с привлечением материалов по другим платформам) рассмотрены геологические, палеогеогеологические, геофизические, палеогеоморфологические, геоморфологические, математические методы исследования погребенного рельефа, принципы составления палеогеоморфологических карт и картирования рельефа с помощью электронных вычислительных машин, опыты восстановления погребенного рельефа. На примерах по Русской платформе описана методика палеогеоморфологического анализа при поисках угленосных отложений, бокситов, россыпей редких минералов, нефти и газа, марганца, серы и других полезных ископаемых.

Книга предназначена для широкого круга геологов, геоморфологов, географов, геофизиков и других специалистов, занимающихся изучением строения земной коры и истории геолого-геоморфологического развития Земли или ее отдельных регионов.

Таблиц 1, иллюстраций 48, список литературы — 319 назв.

Научный редактор *В. А. Котлуков*

1. Введение

В монографии рассматриваются погребенный рельеф платформ, закономерности его образования, условия захоронения, изменения форм рельефа, происходящие после их погребения, методы и методики изучения погребенного рельефа. Однако теоретическая часть монографии, а также большинство из описанных методов и методик могут быть применены для анализа погребенного рельефа не только платформ, но и других геоструктурных категорий земной коры (срединных массивов, складчатых областей, геосинклинальных областей, вулканогенов и др.).

Палеогеоморфология — молодая и быстро растущая наука — вооружает исследователя мощным методом, позволяющим изучать и решать многие теоретические и практические проблемы геоморфологии, палеогеоморфологии, геологии, металлогении и палеогеографии. Этим методом является палеогеоморфологический анализ, или изучение рельефа прошедших геологических эпох, закономерностей его возникновения и развития, условий формирования, смены одних форм (или их сочетаний) другими. Из всех палеогеоморфологических объектов в настоящее время наиболее пристальным вниманием пользуется погребенный рельеф, рассмотрению которого и посвящена монография. Плодотворность применения палеогеоморфологического анализа при его изучении обуславливается теснейшей связью, которая существует между рельефом и геологическими телами, между факторами морфогенеза и условиями формирования геологических тел.

Палеогеоморфологический контроль в образовании и размещении экзогенных полезных ископаемых нередко играет ведущую роль, так как многие из них (бурые и каменные угли, бокситы, россыши редких металлов и минералов, галогены, марганцевые руды, каолины, огнеупорные глины, железные руды и другие) тесно связаны с погребенным рельефом. Поэтому палеогеоморфологический анализ имеет важнейшее значение при прогнозировании поисков этих полезных ископаемых, он высокоэффективен в процессе самих поисков и даже на стадии разведки.

Палеогеоморфологический анализ как мощный поисковый метод приобретает особенно большое значение в настоящее время в связи с необходимостью увеличения глубинности геологических исследо-

ваний и поисков полезных ископаемых. Эта тенденция обусловлена тем, что большая часть месторождений полезных ископаемых на земной поверхности открыта (многие из них уже выработаны), а между тем народное хозяйство в условиях научно-технической революции требует непрерывного роста минерально-сырьевой базы во все более и более увеличивающихся масштабах. Тенденция к увеличению глубинности геологического поиска, несомненно, вызовет и интенсификацию палеогеоморфологических исследований.

Анализ погребенного рельефа требует применения методов и методик, отличающихся от способов изучения наземного рельефа. Под методом понимается способ исследования того или иного объекта, явления, процесса, а под методикой — совокупность способов, позволяющих наиболее рационально решать те или иные научные и практические вопросы. Актуальными проблемами палеогеоморфологии являются создание и совершенствование методической основы, разработка новых методов и методик изучения погребенного рельефа. Качество выполнения научно-исследовательских тем и решения задач практического характера в большой степени зависит от применяемых при этом методов и методик. Исследователь должен знать, какие имеются методы, необходимые для решения той или иной задачи, каковы их сильные и слабые стороны, какие из методов можно применить в данной конкретной ситуации для достижения наилучшего эффекта, как разработать наиболее рациональную методику. Поэтому значительная часть монографии посвящена описанию методов и методик исследования погребенного рельефа.

Для изучения погребенного рельефа и разработки методики его исследования были выбраны платформы. Они наиболее хорошо изучены в палеогеоморфологическом отношении по сравнению с другими крупными геоструктурными категориями (геосинклиналями, складчатыми областями и др.). Погребенный рельеф платформ в меньшей степени изменен после захоронения, чем в складчатых областях. Это также благоприятно для разработки методических вопросов. Многие из научных, практических и методических проблем рассматриваются на примерах сравнительно хорошо изученной Русской платформы. Именно здесь впервые разрабатывались и применялись многие методы изучения погребенного рельефа. Вместе с тем общность геолого-геоморфологической характеристики и истории развития древних платформ позволяет распространить выводы, сделанные на основе изучения Русской платформы, и на другие платформы. Отметим, что монография посвящена палеогеоморфологическому анализу погребенных форм макро- и мезорельефа и палеогеоморфологическим исследованиям преимущественно мелкого и среднего масштабов.

Как и во всякой молодой науке, в палеогеоморфологии слабо разработаны теоретические основы, терминология. Это потребовало краткого рассмотрения в разделах 1—3 основных проблем, связанных с формированием, изменением и уничтожением погребенного рельефа. В разделе 4 изложены методы исследования погребенного рельефа. Хорошо известные из них описаны более сжато, чем малоизве-

стные или новые. При изложении математических методов математический аппарат не приводится или дается без истолкования и обоснования формул, понятий и терминов. Применение этих методов требует совместной работы геоморфолога (или геолога) и математика или специальной подготовки, которую в монографии подобного типа дать невозможно. Поэтому в большинстве случаев мы ограничились ссылками на труды, в которых излагаются соответствующие математические понятия, приемы и проблемы. В разделе 5 рассмотрены проблемы палеогеоморфологического картирования и составления карт погребенного рельефа с помощью ЭВМ. В разделе 6 описаны опыты реставрации погребенного субаэрального и субаквального рельефа. В разделе 7 рассмотрено влияние погребенного рельефа на формирование и размещение экзогенных полезных ископаемых (бурых и каменных углей, бокситов, россыпей, нефти и газа, фосфоритов, марганцевых руд, самородной серы и др.) на конкретных примерах по Русской платформе. Показаны палеогеоморфологические условия образования и размещения их месторождений, значение палеогеоморфологического контроля при поисках полезных ископаемых; рассмотрены методы и методика палеогеоморфологического анализа при поисках полезных ископаемых (на примерах по Русской платформе).

Разделы «Введение», «Палеогеоморфологические исследования и изучение погребенного рельефа», «Образование и эволюция погребенного рельефа», «Реставрация погребенного рельефа», «Погребенный рельеф и полезные ископаемые» и «Заключение» написаны Ю. Ф. Чемяковым. Авторами разделов «Методы изучения погребенного рельефа» и «Составление карт погребенного рельефа» являются В. И. Галицкий и Ю. Ф. Чемяков. В последнем разделе В. И. Галицкий изложил методику составления палеогеоморфологических карт, а Ю. Ф. Чемяков осветил проблему картографирования погребенного рельефа с помощью ЭВМ.

Авторы выражают искреннюю благодарность заведующему отделом четвертичной геологии и геоморфологии ВСЕГЕИ Г. С. Ганешину и сотрудникам ВСЕГЕИ В. В. Заморуеву, Н. С. Иголкиной, Ф. А. Каплянской, Е. И. Корнутовой, В. В. Соловьеву, В. Д. Тарноградскому, М. М. Толстихиной и другим за доброжелательные советы и критику, заведующему отделом методики геологической съемки и поисков ВСЕГЕИ А. С. Кумпану за полезные пожелания, М. И. Плотниковой за рецензирование рукописи, Т. П. Полниковой и С. З. Маминой за подготовку графических материалов, В. А. Котлукову — рецензенту и научному редактору, инициатору применения палеогеоморфологических методов при изучении платформ — за неоценимую помощь при подготовке рукописи к печати.

Просьба к читателям присылать свои замечания по адресу: 199026, г. Ленинград, В-26, Средний проспект, 74, Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Отдел четвертичной геологии и геоморфологии.

2. Палеогеоморфологические исследования и изучение погребенного рельефа

2.1. Палеогеоморфология, ее цели, задачи и объекты изучения

Палеогеоморфология представляет собой одну из частных наук, входящих в геоморфологию. Кроме нее в последнюю входят общая геоморфология, региональная геоморфология, теоретическая геоморфология, полевая геоморфология, экспериментальная геоморфология, прикладная геоморфология, структурная геоморфология, климатическая геоморфология, инженерная геоморфология, геоморфология суши, геоморфология дна морей и океанов и др. Каждая из этих частных наук имеет свои объекты изучения [280]. Ошибкой было утверждение некоторых исследователей, что геоморфология занимается только изучением современного рельефа. Это суживало весьма значительно границы и горизонты науки и ее практическое значение. Естественно, что геоморфология как комплекс входящих в нее частных наук вбирает в себя целиком и объекты их изучения. Этими объектами являются наземный, подводный и подземный рельеф.

Под *наземным рельефом* понимается совокупность форм земной поверхности, образующихся на контакте литосферы и атмосферы, находящихся на земной поверхности в виде реликтовых или развивающихся форм. Часто употребляемый для его обозначения термин «современный рельеф» непригоден из-за его противоречивости [140, 232], так как на поверхности Земли имеются древние (или реликтовые) и современные формы. Неудачны также термины «дневной», «видимый» или «экспонированный», предлагающиеся для наземного рельефа. Наиболее удобен последний термин, который здесь и употребляется.

Под *подземным рельефом* понимается совокупность: а) погребенного наземного рельефа, обычно подвергнувшегося изменению под действием тектонических и других факторов, обозначаемых в совокупности метаморфогенезом; б) рельефа, образуемого под земной поверхностью процессами экзоморфогенеза (карстовые, антропогенные и другие формы); в) интрузивного, вулканогенного, тектонического или иного рельефа, возникающего в толще земной коры на пограничных поверхностях (контактах) геологических тел разного генезиса и возраста (при тектонических разрывах эти контакты, или пограничные поверхности, могут проходить и среди пород одинакового генезиса и возраста). Можно возражать против отнесения опи-

сываемой категории к рельефу в принятом геоморфологами понимании. Однако он нередко появляется на земной поверхности в виде отпрепарированных агентами денудации денудационно-интрузивных, денудационно-вулканогенных и денудационно-тектонических форм. Отметим, что тенденция к изучению подземного рельефа этого типа усиливается. Так, например, занимаясь геоморфологией горных стран, нельзя обойтись без изучения поверхностей тектонического, вулканогенного и интрузивного генезиса между геологическими телами, образующими наземный рельеф. Здесь геоморфология тесно смыкается с геотектоникой и геологией, но при этом рассматривает описываемую категорию рельефа с геоморфологических позиций.

В понятие *подводного рельефа* включается совокупность форм: а) образующихся на контакте литосферы и гидросферы как агентами водной аккумуляции и субаквальной денудации, так и вулканическими и тектоническими процессами, б) наземного реликтового рельефа, погруженного под уровень водных бассейнов и в той или иной степени измененного субаквальной аккумуляцией и денудацией [280].

Задачами геоморфологии в целом (или «комплексной» геоморфологии) являются изучение наземного, подземного и подводного рельефа, существующего ныне и существовавшего ранее (с момента зарождения Земли как планеты и до наших дней), его морфологии, генезиса, возраста, истории развития, реставрация древнего рельефа, реконструкция уничтоженного рельефа, разработка теоретических основ и рациональных методов и методик исследований, прогнозирование развития рельефа, решение проблем практического характера и других вопросов, связанных с изучением рельефа.

Большинство исследователей рассматривает палеогеоморфологию как часть геоморфологии [174, 226, 230, 280, 306, 308]. Однако некоторые авторы считают ее самостоятельной наукой того же ранга, что и геоморфология [54, 55, 134, 207], а другие относят ее к палеогеографии [298].

Развитие палеогеоморфологии протекает в оживленной дискуссии, в которой уточняются объекты исследования, цели и задачи их изучения, методы, пути и перспективы развития. Четко оформились два конкурирующих научных направления. Представители одного из них (В. И. Галицкий, М. М. Грачевский, Я. Д. Зеккель, Р. Мартин, Ю. А. Мещеряков, С. В. Эпштейн и другие) считают, что палеогеоморфология должна изучать погребенный рельеф, закономерности его образования и изменения после захоронения. «Под палеогеоморфологией, — пишет В. И. Галицкий [55, с. 30], — мы понимаем науку о погребенном рельефе, созданном в прошлые этапы развития земной коры, и о закономерностях его формирования, а также преобразования после захоронения».

Представители другого направления (Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, И. П. Герасимов, О. К. Леонтьев, Н. И. Николаев, Д. Г. Панов, А. П. Рождественский, Ю. Ф. Чемяков, Я. С. Эдельштейн и другие), которое было поддержано в решениях VI пленума

Геоморфологической комиссии при АН СССР (1967 г., Уфа), определяют палеогеоморфологию как науку, изучающую «...рельеф земной поверхности минувших геологических эпох, его морфологию, генезис, закономерности развития» [198, с. 305]. Согласно этому определению объектами исследования являются следующие категории рельефа: 1) реликтовый, сохранившийся к настоящему времени на поверхности Земли, 2) погребенный и 3) восстанавливаемый, уничтоженный в геологическом прошлом. Во взглядах различных исследователей имеются нюансы, которые здесь, к сожалению, отразить невозможно. Их, а также аргументацию в пользу того или иного направления можно найти во многих опубликованных трудах [55, 67, 97, 174, 207, 226, 280, 298 и др.].

Каковы же объекты изучения палеогеоморфологии? Указанный выше пленум к их числу отнес: «1) погребенный рельеф, 2) экспонированный рельеф (элементы древнего рельефа) и 3) реконструируемый рельеф» [198, с. 305]. Погребенный рельеф, безусловно, является объектом палеогеоморфологического изучения. Однако понятие «экспонированного» рельефа включает в себя весь рельеф, который когда-либо формировался на земной поверхности или формируется в настоящее время (за исключением, естественно, подводного и некоторых категорий подземного рельефа), а именно: а) весь современный рельеф (так как он также является экспонированным с момента своего возникновения и до настоящего времени); б) элементы древнего, реликтового рельефа на земной поверхности (так как они экспонировались во время своего развития и экспонируются с момента перехода в реликтовое состояние и до настоящего времени); в) формы погребенного рельефа, которые экспонировались до погребения, и г) «откопанные», или вторично экспонируемые, формы рельефа. Поэтому отождествление «экспонированного» рельефа с «элементами древнего рельефа» не может быть принято. Следует признать, что «экспонированный» рельеф в полном объеме не может являться объектом палеогеоморфологического изучения, так как он включает в себя и современный рельеф. «Экспонируются» и развивающиеся и реликтовые формы. Гораздо важнее знать, находится ли рельеф в фазе прогрессивного развития (т. е. относится ли он к развивающимся формам) или в фазе регрессивного развития (т. е. является ли он реликтовым) [276]. Вторая категория и есть объект палеогеоморфологического изучения.

Реликтовые формы подразделяются на две категории: а) погребенные и б) находящиеся на земной поверхности (это и есть «элементы древнего рельефа!»). Между ними имеется существенное различие. Первые из них могут существовать неопределенно долгое время, не подвергаясь уничтожению, но в той или иной степени изменяясь под влиянием различных процессов (см. раздел 3.3). Последняя категория, которая в дальнейшем называется «наземным реликтовым рельефом», на земной поверхности находится в фазе регрессивного развития и подвергается разрушению (вплоть до уничтожения). Наиболее древние реликтовые формы на земной поверхности дати-

руются мелом, реже юрой, в то время как погребенные реликты нередко имеют докембрийский возраст (в фундаментах платформ). Отметим, что возраст вторично появляющихся («откопанных») реликтовых форм на земной поверхности должен определяться уже временем «откапывания», так как в процессе последнего реликты испытывают настолько сильные изменения, что превращаются во вновь созданные формы. Таким образом, вместо термина «экспонированный рельеф» целесообразно употреблять термин «наземный реликтовый рельеф».

Под «реконструируемым» рельефом одни исследователи понимают восстановленный погребенный рельеф в том его облике, который он имел в момент захоронения. Другие исследователи полагают, что реконструированным следует называть восстановленный, уничтоженный в геологическом прошлом, рельеф [67, 198 и др.]. Обе эти категории следует строго различать и обозначать особыми терминами. Погребенный рельеф, восстановленный в том виде, который он имел перед захоронением, мы будем называть (по предложению Ф. А. Каплянской) *реставрированным* (лат. *restauratio* — восстановление), а рельеф, который в геологическом прошлом был уничтожен, но восстановлен исследователем на картах, схемах, в виде объемных моделей или в текстовом описании, — *реконструированным* (лат. *re* — пере, *constructio* — построение) рельефом. Наконец, определение, принятое VI пленумом, исключает из сферы палеогеоморфологии реликтовый подводный рельеф, с чем, конечно, нельзя согласиться. Формы подводного рельефа широко распространены в осадочных чехлах и фундаментах всех платформ земного шара (см. раздел 2.2).

Таким образом, палеогеоморфология изучает следующие объекты: 1) погребенный наземный (субаэральный) рельеф в том его виде, который он имеет в настоящее время в геологических разрезах; 2) погребенный подводный (субаквальный) рельеф в его современном виде в геологических разрезах; 3) наземный реликтовый рельеф (существующий теперь на земной поверхности); 4) подводный реликтовый рельеф (сохранившийся к настоящему времени на дне океанов и морей); 5) реставрированный погребенный наземный и подводный рельеф; 6) реконструируемый наземный и подводный, уничтоженный в геологическом прошлом, рельеф.

2.2. Погребенный рельеф

Объектами нашего исследования являются погребенный и реставрированный погребенный рельеф и в меньшей степени реконструируемый рельеф. Погребенным называется субаэральный или субаквальный рельеф, захороненный под субаэральными или субаквальными осадками, в некоторых случаях под вулканогенными образованиями, и в той или иной степени измененный последующими процессами (см. раздел 3.3) во время захоронения и после.

Основные категории погребенного рельефа следующие: 1) субаэральный рельеф разного генезиса, погребенный под субаэральными же отложениями (например, речная аккумулятивная терраса под покровом лёсса); 2) субаэральный рельеф разного генезиса, перекрытый субаквальными отложениями (например, аллювиальная равнина под морскими осадками); 3) субаквальный рельеф под субаэральными отложениями (например, морская равнина, перекрытая аллювием); 4) субаквальный рельеф под субаквальными осадками (например, озерная равнина под морскими песками); 5) субаэральный или субаквальный рельеф, перекрытый вулканогенными образованиями (лавами, туфами и т. д.).

Описываемый рельеф образуется путем захоронения под толщей осадочных или вулканогенных пород исходных наземных или подводных форм. Поэтому классификации последних полностью применимы и для погребенного рельефа. Он может классифицироваться: а) по морфологическим признакам с выделением форм горного, предгорного и равнинного рельефа; б) по генезису, подразделяясь на эндогенный, эндогенно-предопределенный (формы тектонического, тектонически-предопределенного, денудационно-тектонического, вулканического, денудационно-интрузивного, поствулканического, псевдовулканического генезиса) и экзогенный рельеф (формы речного, денудационного, структурно-денудационного, литоморфного, ледникового, водно-ледникового, мерзлотного, эолового, карстового, суффозионного, оползневого генезиса, антропогенные и биогенные); в) по возрасту (например, в соответствии с общепринятой геохронологической шкалой или шкалой относительного возраста); г) по степени изменения во время или после захоронения (неизменный, слабо или сильно измененный). Примерами перечисленных типов могут служить недеформированные погребенные равнины, слабо деформированные (например, моноклинально залегающие) равнины, сильно дислоцированные (складчатые и разбитые сбросами) равнины.

Погребенный рельеф чрезвычайно широко распространен в осадочном чехле и фундаменте всех без исключения платформ. Их геологические разрезы в изобилии насыщены разнообразными по возрасту, генезису и морфологии элементами рельефа, начиная с древнейших, докембрийских, расположенных в низах разреза, и кончая наиболее молодыми формами, погребенными под четвертичными отложениями. Это объясняется тем, что естественными поверхностями ограничения любых осадочных геологических тел (слоя, пласта, пачки, толщи, фации, формации, их совокупности и сочетаний) являются субаэральные или субаквальные элементы рельефа (за исключением, конечно, интрузивных и тектонических контактов).

Так, например, вскрытая денудацией интрузия срезается поверхностью денудационного выравнивания, ограничивающей тело интрузии сверху. В результате последующей трансгрессии образуется пласт терригенных отложений, ограниченный снизу упомянутой выше поверхностью выравнивания, а сверху — поверхностью аккумуля-

мулятивной донной морской кластической равнины. Выше расположенный пласт галогенов будет ограничен снизу поверхностью только что описанной равнины морской кластической седиментации, а кровля его является поверхностью донной морской хемогенной равнины. Если выше лежит мощная толща терригенных морских осадков в виде переслаивающихся пластов песчаников, конгломератов и глинистых сланцев, то разделяющие их поверхности также являются поверхностями морской аккумуляции, т. е. погребенными донными морскими равнинами, которые формировались в специфических условиях (об этом свидетельствуют различия в составе слагающих их пород).

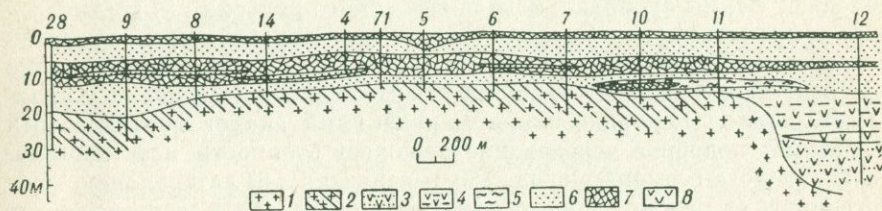


Рис. 1. Реконструкция положения коры выветривания в раннепротерозойском рельефе Карелии, по данным Л. П. Безденежных и других, 1966 г. [85].

1 — неизмененные граниты архея; 2 — метаморфизованная автоморфная кора выветривания на гранитах; 3—4 — озерно-вулканические отложения: 3 — туфопесчаники, 4 — туфы с прослоями мандельштейнов; 5—7 — прибрежно-морские отложения: 5 — аргиллиты, 6 — кварцевые песчаники, 7 — кварцевые конгломераты; 8 — туфы. Цифры над вертикальными линиями — номера скважин.

Если в геологическом разрезе вскрыта поверхность денудационного выравнивания с врезанным в нее линейно-вытянутым аллювиальным телом, то границами последнего обычно являются снизу поверхность эрозийного среза, с боков поверхности боковой эрозии, сверху поверхность аккумулятивного речного выравнивания. Следовательно, в данном случае мы наблюдаем несколько разновозрастных категорий погребенных форм разного генезиса: поверхность денудационного выравнивания (наиболее древняя), врезанная в нее речная долина и аккумулятивная аллювиальная равнина, сформировавшаяся путем заполнения речной долины аллювием (наиболее молодая форма).

Таким образом, даже очень беглый палеогеоморфологический анализ любого геологического разреза позволяет обнаружить в нем большое количество форм погребенного рельефа. Так, например, в геологическом разрезе Карелии (рис. 1) вскрываются: раннепротерозойская поверхность выравнивания на архейских гранитах с корой выветривания (деформированная после захоронения); аккумулятивные донные морские и прибрежно-морские равнины на песчаниках, на конгломератах и аргиллитах; аккумулятивные донные вулканогенно-морские равнины на туфопесчаниках и туфах.

Наблюдаются следующие основные закономерности в распространении погребенного рельефа в пределах платформ: 1) этажность (термин В. И. Галицкого) — ярусное расположение погребенного рельефа в фундаменте и осадочном чехле платформ; 2) прямая вертикальная гетерохронность (чем ниже в геологическом разрезе расположена форма, тем она древнее, чем выше, тем моложе); 3) инверсионная вертикальная гетерохронность (ниже расположенные в геологическом разрезе формы моложе, чем находящиеся выше), характерна для карстовых и антропогенных форм; 4) вертикальная гомогенность (резкое преобладание в геологических разрезах одно-типных форм погребенного рельефа), характерна для районов прогрессирующих погружений (например, синеклиз, в которых преобладают формы субаквального погребенного рельефа); 5) вертикальная гетерогенность (переслаивание в геологических разрезах погребенных форм субаквального и субаэрального генезиса), типична для зон, переходных от синеклиз к антеклизам, и антеклиз, характеризующихся периодическими изменениями знаков вертикальных движений; подобное чередование отражает этапность или цикличность геолого-геоморфологического развития; 6) латеральная гетерогенность (в каждом данном временном срезе могут сосуществовать формы разного генезиса), обусловлена латеральной геоструктурной неоднородностью земной коры и неоднородностью экзогеоморфогенеза; 7) латеральная гетерохронность (в каждом данном временном срезе могут сосуществовать формы разного возраста — формирующиеся и более древние, реликтовые).

Примеры погребенного рельефа в геологических разрезах платформ очень многочисленны и разнообразны. Мы покажем их на материалах по Русской платформе.

Наиболее широко распространены подводные (субаквальные) равнины морского происхождения (см. рис. 1). Кровля каждого пласта (слоя, пачки, толщи), отличающегося по литологическому, гранулометрическому, химическому составу и палеонтологической характеристике от ниже и выше залегающих пластов, должна рассматриваться как самостоятельная форма погребенного субаквального рельефа. Подобные равнины широко распространены в палеозойских, мезозойских и кайнозойских разрезах синеклиз платформ. Погребенные аккумулятивные морские равнины, сложенные терригенными, местами терригенно-вулканогенными, хемогенными и органогенными осадками, слабо изучены, так как внимание геологов и геоморфологов в основном сосредоточивалось на поисках и исследовании погребенного субаэрального рельефа. Дальнейшее игнорирование подводного погребенного рельефа нетерпимо. С ним связаны разнообразные полезные ископаемые (россыпи, галогены, фосфориты, марганец, железо и т. д.). Изучая субаквальные погребенные формы, исследователь имеет возможность более полно реконструировать палеорельеф и историю его развития и подойти к решению важнейших проблем морской геоморфологии и геологии: изучение факторов подводного экзо- и эндоморфогенеза, процессов

подводной денудации и аккумуляции [278], реконструкции базисов подводной денудации и базисов подводной аккумуляции, изучению форм субаквального рельефа, разработке их классификации и т. д.

Погребенные формы донного рельефа весьма разнообразны и включают кроме указанных выше донных аккумулятивных терригенных, биогенных и хемогенных равнин также и такие формы, как погребенные шельфы, склоны между шельфом и дном бассейна, днища бассейнов. Выявление их имеет не только чисто морфологическое значение, но и ценно в поисковом отношении, так как с каждым элементом связаны особые комплексы ископаемых (например, с шельфом — россыпи и т. д.). Эти три элемента отмечены в аккумулятивных впадинах чехла Русской платформы М. М. Грачевским [74] и другими исследователями.

К органогенным формам кроме равнин, сложенных остатками микрофауны (радиоляриевые илы и др.), относятся погребенные рифовые постройки. Изучение их имеет практическое значение, так как в подрифовых и в надрифовых образованиях обнаружены нефть и газ. Ф. И. Хатянов [263] различает: а) рифовые массивы, или островные рифы, располагающиеся на границе шельфа и некомпенсированных депрессий (в ассельско-сакмаро-артинских отложениях западного склона Предуральяского краевого прогиба и других районах); б) барьерные рифы, вытянутые вдоль внешнего края шельфов некомпенсированных депрессий (в артинских и ассельско-сакмарских осадках вдоль западного борта Предуральяского прогиба и т. д.); в) шельфовые биогермы (в краевых зонах нижнепермского и верхнедевонского карбонатных палеошельфов и т. д.).

Широко распространены погребенные формы субаэрального происхождения. Среди них обычны поверхности денудационного выравнивания и поверхности аккумулятивного выравнивания. Поверхности денудационного выравнивания (рис. 1, 2) связаны со структурными несогласиями и стратиграфическими перерывами в геологических разрезах платформ, имеющими региональное распространение. Они часто обнаруживаются по наличию структурного несогласия, резкой смене пород, наличию кор выветривания [279]. Они известны начиная с докембрия, широко развиты на поверхности кристаллического фундамента (см. рис. 1) и внутри осадочного чехла платформ (см. рис. 2). Денудационные равнины описаны многими исследователями [48, 53, 82, 101, 118, 119, 120, 160, 175, 177, 185, 198, 199, 202, 204, 206, 222, 223, 229, 248, 266, 297 и др.]. Изучение их имеет важнейшее практическое и теоретическое значение.

Аккумулятивные субаэральные погребенные формы известны во многих районах [28, 29, 109, 110, 114—121, 145, 158, 166, 168, 294 и др.]. Это аллювиальные равнины, речные террасы, древние органогенные равнины (болота и т. п.). Нередко с ними связаны месторождения углей и других полезных ископаемых.

Широко распространены погребенные речные долины. Они либо врезаны в денудационные и аккумулятивные равнинные поверхности, свидетельствуя о тектонических поднятиях последних или

о снижении уровней древних морей, либо непосредственно связаны с денудационными поверхностями выравнивания и одновозрастны с ними. В первом случае они характеризуются крутыми бортами (до первых десятков градусов), во втором — их склоны очень пологи, постепенно переходят в плоские водоразделы. Погребенные долины имеют широкий возрастной диапазон от позднего докембрия (на

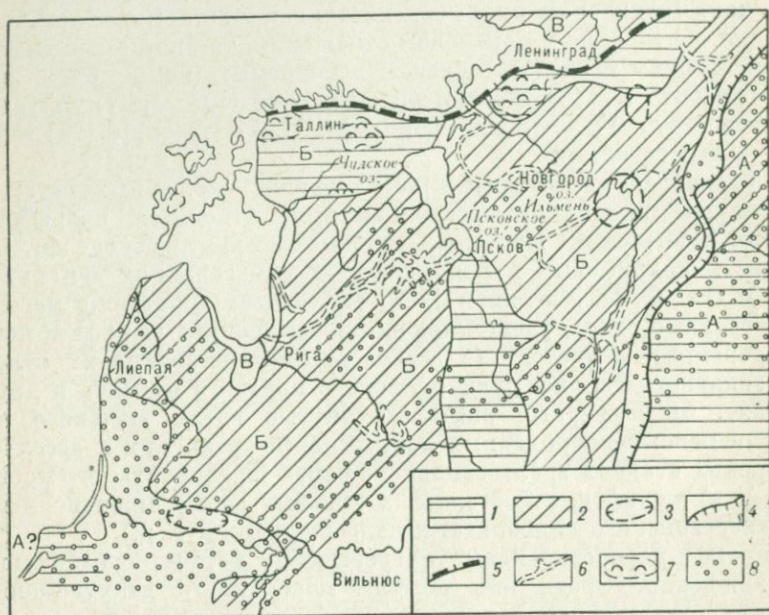


Рис. 2. Схема распространения погребенных поверхностей выравнивания на северо-западе Русской равнины, по Б. Н. Можаяву, 1970 г. [160].

1 — денудационная поверхность с последующим незначительным эрозийным расчленением, выработанная в районах развития осадочных отложений; 2 — то же, с интенсивным эрозийным расчленением; 3 — крупные западины; 4 — денудационные уступы; 5 — денудационно-образованные уступы; 6 — древние долины; 7 — районы развития древнего и современного карста; 8 — районы развития четвертичных отложений (мощность более 50 м); А—В — поверхности выравнивания (А — предположительно палеогеновая, В — предположительно миоценовая, В — предположительно плиоценовая).

поверхности погребенного фундамента Русской и других платформ) до позднего плиоцена — раннечетвертичного времени. Их характеристику можно найти во многих работах [28, 29, 70—72, 74, 75, 101, 109, 110, 118—120, 145, 156, 158, 164—166, 168, 176, 198, 202, 206, 209, 210, 227, 253, 292 и др.]. Погребенные долины дочетвертичного возраста в районе Рыбинского водохранилища, на территории Волыни, Подолии и Предкарпатья изображены на рис. 3 и 4. Они иллюстрируют также распространение и других форм погребенного рельефа (плато, впадин, возвышенностей, аккумулятивных равнин, останцов, уступов и т. д.). Аналогичные формы известны и в других районах [101, 123 и др.].

Весьма разнообразный рельеф раннекаменноугольного времени описан Д. Н. Бурукаевым [24, 26] на северо-западе Башкирии. В предбобриковское время здесь образовался неровный наземный

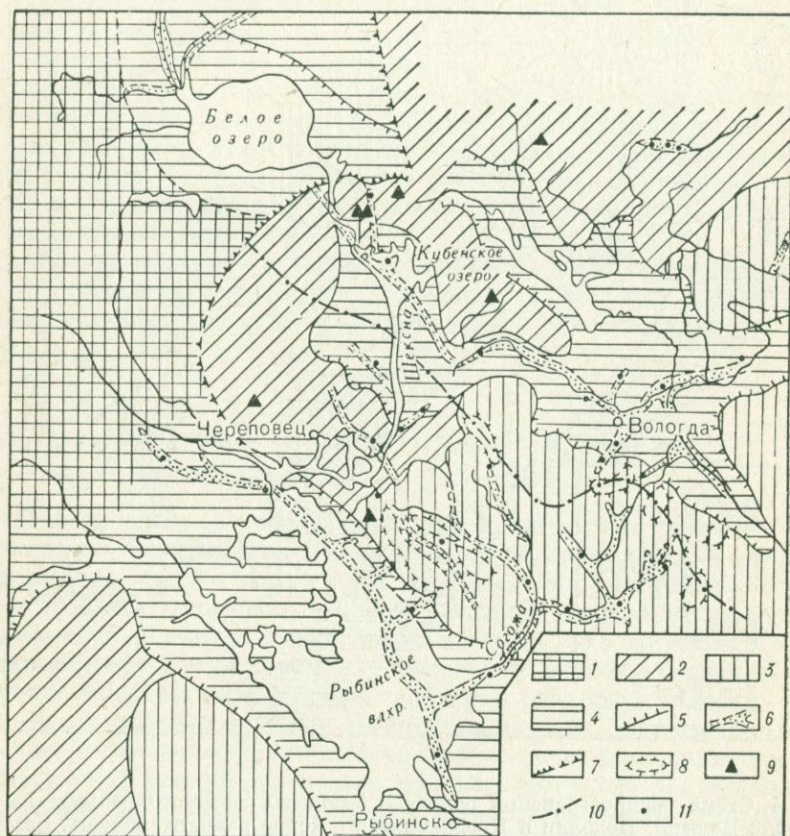


Рис. 3. Геоморфологическая схема поверхности дочетвертичных отложений района Кубенского озера и Данилов-Грязовецкой возвышенности, по В. Г. Ауслендеру и В. И. Смирнову, 1970 г. [243].

1 — карбонное плато; 2 — пермское плато; 3 — мезозойская расчлененная равнина; 4 — впадины; 5 — склоны впадин; 6 — древние долины; 7 — пермский уступ; 8 — останцы; 9 — ледниковые отторженцы; 10 — линия древнего водораздела; 11 — скважины.

рельеф, сложенный породами елховского горизонта, а в эрозионно-карстовых углублениях — известняками турнейского или фаменского ярусов. Углубления были заполнены бобриковскими аллювиальными и аллювиально-делювиальными песчаными отложениями мощностью от 3 (на возвышенных участках) до 90 м и более (в эрозионных понижениях), которые и выровняли расчлененный ранее рельеф. Участки песчаников с повышенной мощностью (20—50 м) располагаются независимо от современного структурного плана

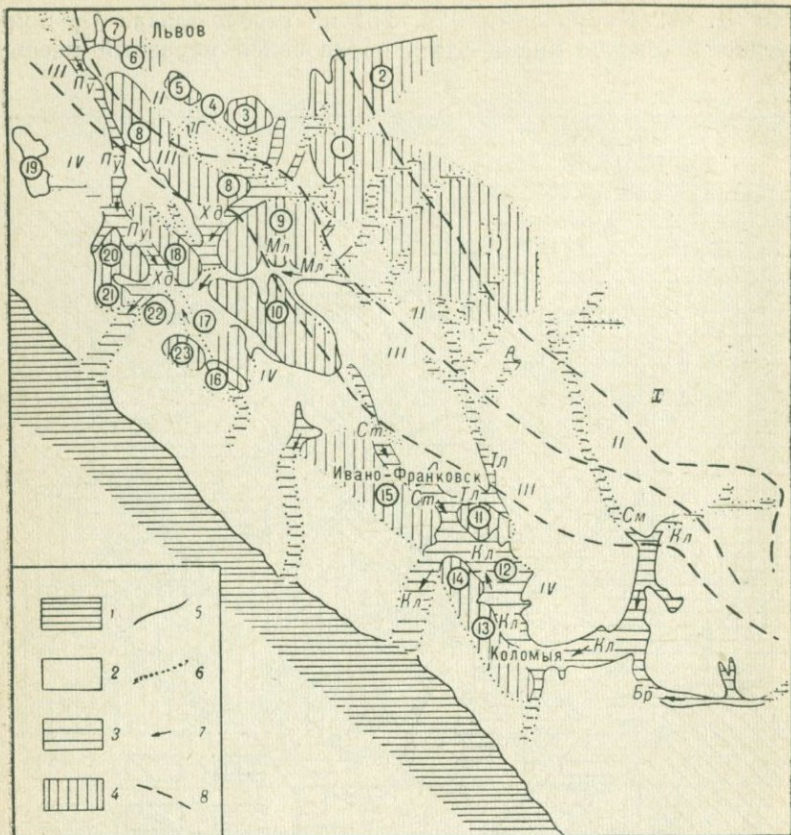


Рис. 4. Схема распространения основных форм погребенного рельефа на территории Волыни, Подолии и Предкарпатья в конце раннего миоцена. Составил В. Н. Утробин, 1965 г. [253].

I — море раннего миоцена; 2 — суша в пределах современных Предкарпатья, Подолии и Волыни; 3 — древние эрозионные долины в пределах суши; 4 — древние эрозионные возвышенности в пределах суши; 5 — прослеженные границы древних возвышенностей и долин; 6 — предполагаемые границы древних возвышенностей и долин; 7 — направление уклона древних долин; 8 — границы областей или зон рельефа разного типа и с различными формами.

Области с различными амплитудами и характером рельефа: I — до 50—75 м, II — до 100—150 м, III — до 300—350 м, IV — до 1200 м.

Древние возвышенности (цифры на карте): 1 — Нараевская, 2 — Голгоро-Золочевская, 3 — Бобрисккая, 4 — Хой, 5 — Старого Села, 6 — Чертовой скалы, 7 — Зашкова, 8 — горы Высокой, 9 — Ходоровская, 10 — Журавненская, 11 — Чернολожская, 12 — Богородчанская, 13 — Коломыйская, 14 — Слободки Лесной, 15 — Станиславская, 16 — Завадовская, 17 — Подорожненская, 18 — Жидачовская, 19 — Комарненская, 20 — Бильче-Волицкая, 21 — Угерская, 22 — Северская, 23 — Болоховская.

Древние долины: Хд — Ходоровская, Пу — Пустомытовская, Мл — Молодыничская, Ст — Станиславская, Кл — Коломыйская, Тл — Тлумачская, Бр — Борщевская, См — Сематовская.

нижнекаменноугольных отложений. Песчаники — коллекторы нефти, поэтому карты погребенного предбобриковского рельефа могут быть использованы для выявления участков их распространения при поисках нефти [24].

Обнаружены также многочисленные формы мезо- и микрорельефа разного возраста и генезиса [48, 248 и др.]. Многие авторы описывали погребенные карстовые формы [44, 50, 54, 58, 88, 127, 138, 244]. В Подмосковном каменноугольном бассейне, например, сохранились даже такие мелкие детали погребенного рельефа, как площадки террас, береговые валы или дамбы древних рек, в предсеноманской суши Подолии — куэсты и структурные гривки, на позднепалеозойской и раннетриасовой поверхностях Сибирской платформы — эрозионные ложбины [185].

Из этого краткого и весьма неполного обзора видно, насколько разнообразны по морфологии, генезису и возрасту погребенные формы рельефа, развитые в фундаментах и осадочных чехлах платформ.

2.3. Теоретическое и практическое значение изучения погребенного рельефа

1272
Теоретическое значение изучения погребенного рельефа очень велико как для развития научных основ геоморфологии и палеогеоморфологии, так и геологии и в особенности тектоники и неотектоники. Палеогеоморфологический анализ позволяет поставить и решить проблему направленно-циклического, усложняющегося развития рельефа Земли начиная с древнейших этапов до современного; установить закономерности формирования рельефа в палеогеографических обстановках древних геологических эпох, значительно отличающихся от современных условий, и тем самым ограничить возможности метода актуализма в геоморфологии наиболее рациональными пределами. Изучение погребенного рельефа необходимо для выявления основных этапов истории рельефообразования, геоморфологических циклов разного порядка и их сложной интерференции в геологическом прошлом, выяснения проблемы синхронности или асинхронности процессов активизации эндоморфогенеза и других не менее важных проблем. Палеогеоморфологический анализ значительно расширяет теоретические основы геоморфологии и палеогеоморфологии, имея объектом изучения рельеф, создающийся в минувшие геологические эпохи и меняющийся в течение геологического развития Земли.

Значение палеогеоморфологического анализа для развития теоретических основ геологии обуславливается тем, что рельеф является внешней границей земной коры. Формы рельефа земной поверхности, особенно крупные (мегарельеф), такие как материк и океанические впадины, горные системы, хребты, обширные равнины, создаются под преимущественным влиянием процессов эндоморфогенеза,

происходящих в земной коре и верхней мантии в виде тектонических движений, вулканизма, магматизма, метаморфизма, фазовых превращений горных пород и т. д. Они вызывают вертикальные и горизонтальные перемещения вещества земной коры, обуславливающие изменение мощностей земной коры, ее отдельных слоев и рельефа границ Мохоровичича, Конрада и поверхности литосферы.

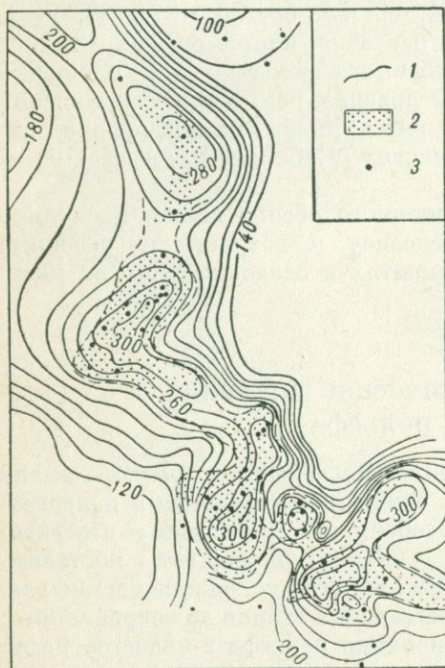


Рис. 5. Структурная карта поверхности размыва в фораминиферовых слоях Нефтяно-Ширванского месторождения нефти, показывающая расположение древней речной долины, образованной на рубеже эоцена и олигоцена и захороненной под более молодыми отложениями, по И. М. Губкину, 1913 г. [77].

1 — изолинии равных мощностей, м; 2 — песчаные линзы, залегающие в руслообразном размыве; 3 — места расположения скважин.

геоморфологическим циклам (морфоциклам) соответствуют синхронные им геологические циклы тех же таксономических рангов [279]. Изучение погребенного рельефа необходимо для реконструкции эпох размывов, несогласий и стратиграфических перерывов при геологических и тектонических исследованиях.

Приведенные примеры показывают, что может дать исследование погребенного рельефа для решения теоретических задач, и иллюстрируют значение палеогеоморфологического анализа как

Таким образом, рельеф земной поверхности — чуткий индикатор процессов, происходящих в земной коре и верхней мантии. Поэтому изучение современного рельефа дает важные материалы о современном состоянии и динамике земной коры, а древнего, погребенного рельефа — об эволюции земной коры в минувшие геологические эпохи. Процессы экзоморфогенеза проявляются на земной поверхности в виде образования, сноса, передвижения и аккумуляции рыхлого клас- тического материала. Поэтому изучение погребенного рельефа, сложенного осадочными породами, является ключом к расшифровке древних процессов литогенеза.

Взаимозависимость и взаимо- обусловленность явлений мор- фогенеза и многих геологиче- ских процессов позволяют использовать палеогеоморфоло- гический анализ для исследо- вания процессов направлен- ности и цикличности геологиче- ских явлений. Так, например, теперь можно считать устано- вленным, что определенным

важнейшего метода установления палеогеоморфологических и геологических закономерностей в геологическом прошлом.

Изучение погребенного рельефа имеет важнейшее значение при поисках полезных ископаемых, как это отмечал академик А. В. Сидоренко [230]. С погребенными субэральными формами рельефа связаны древние погребенные россыпи алмазов, золота, ильменита, циркона, касситерита, месторождения каменного и бурого угля, горючих сланцев, бокситов, железных руд, каолинов и других полезных ископаемых, а с погребенными субаквальными формами (пляжами, шельфами, морскими и озерными равнинами) — россыпи

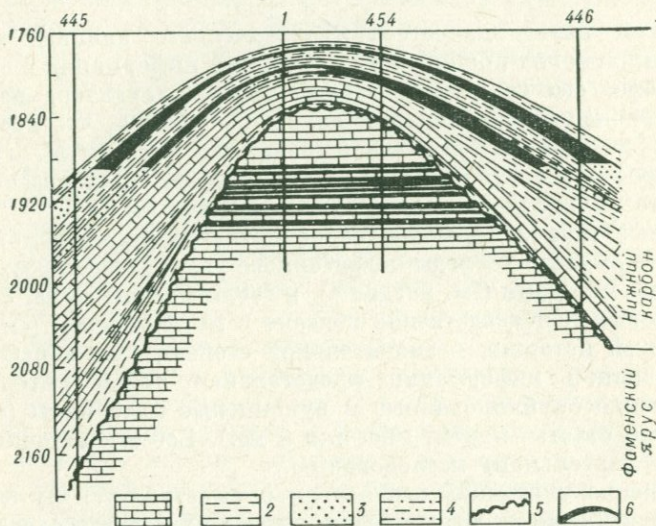


Рис. 6. Геологический профиль Хилковского месторождения нефти — примера палеогеоморфологической ловушки нефти (погребенный эрозионный останец) [60].

1 — известняк; 2 — аргиллит; 3 — песок; 4 — алевролит; 5 — линия размыва; 6 — нефть.

золота, монацита, магнетита и других полезных минералов, месторождения галогенов, марганца и других полезных ископаемых. Наконец, месторождения нефти и газа нередко приурочены к палеогеоморфологическим ловушкам [228, 229 и др.].

В ряде районов СССР (Русская платформа, Сибирская платформа, Урал, Северо-Восток СССР и др.) изучение погребенного рельефа привело к открытию месторождений титана, циркона, бокситов и других полезных ископаемых, погребенных под мезозойскими и кайнозойскими отложениями разного генезиса. Палеогеоморфологические исследования оказались полезными при поисковых работах на уголь (в западном крыле Подмосковского бассейна, при оценке угленосности и прогнозных запасов Камского бассейна и т. д.). И. М. Губкин [77] еще в 1910 г. обнаружил залежь нефти, связанную с погребенной речной долиной (рис. 5). Некоторые

месторождения Волго-Уральской области (Ишимбаевское и др.) приурочены к погребенным рифовым массивам. Хилковское месторождение нефти в Куйбышевской области связано с погребенным эрозионным останцом (рис. 6). Палеогеоморфологические ловушки нефти и газа обнаружены в ряде районов Северной Америки, в европейской части СССР и на других территориях [198].

2.4. Цель и задачи изучения погребенного рельефа

Основной целью палеогеоморфологического анализа является получение наиболее полной и всесторонней информации о погребенном рельефе, его современном состоянии и характере изменений после захоронения, реставрация исходного облика, что необходимо как для развития теоретической базы геоморфологии, геологии, палеогеографии и тектоники, так и для решения практических задач (в особенности для поисков полезных ископаемых).

Основные источники наиболее объективной палеогеоморфологической информации — следы погребенного рельефа, обнаруживаемые различными методами (см. раздел 4), и геологические тела, формирование которых непосредственно связано с морфогенезом (см. раздел 2.2). Важный источник в значительной степени уже обработанной, синтезированной информации представляют собой литературные и графические опубликованные и рукописные материалы (монографии, статьи, отчеты, карты, профили и др.). Все эти источники подвергаются тщательному исследованию.

Достижение указанной выше цели осуществляется путем постановки и решения конкретных задач, встающих перед исследователем при палеогеоморфологическом анализе. К этим задачам прежде всего относятся изучение морфометрических и морфологических особенностей погребенного рельефа (внешний облик форм, их высота, ширина, длина, углы наклона, степень расчлененности, очертания в плане, продольные и поперечные профили и т. д.), определение генезиса и возраста форм погребенного рельефа в каждом данном временном срезе и в разных временных срезах начиная от древних к наиболее молодым. В каждом временном срезе выделяются формы, отличающиеся по морфологии, генезису и возрасту, анализируются их пространственное расположение, соотношения друг с другом, частота встречаемости, оцениваются занимаемые ими площади, выделяются формы, синхронные данному временному срезу, и реликтовые, более древние [276].

Важное значение имеет исследование условий захоронения, процессов изменения после погребения и современного облика погребенного рельефа. Одна из основных задач палеогеоморфологического анализа — реставрация погребенного рельефа, т. е. восстановление его облика в момент захоронения в каждом временном срезе. В конечном итоге исследователь должен изучить исходный рельеф, существо-

вавший перед погребением, процессы захоронения и их влияние на погребенный рельеф, процессы изменения рельефа после захоронения и процессы уничтожения погребенного рельефа (если они имели место в пределах изучаемой территории). В последнем случае перед исследователем встает вопрос о реконструкции уничтоженного рельефа.

Большое значение имеет изучение геологических тел для целей палеогеоморфологического анализа. Одной из основных задач является исследование вещественного состава, генезиса, возраста и литолого-фациальных особенностей отложений, подстилающих, слагающих и перекрывающих погребенные формы, что необходимо для диагностики последних. Изучению подлежат элементы залегания горных пород, характер слоистости, текстурные и структурные признаки. Реконструируются условия осадконакопления, определяются области сноса и седиментации, границы древних озерных и морских бассейнов, направления транспортировки осадков. Изучение процессов диагенеза осадков дает ключ к познанию явлений деформации рельефа после захоронения. Тщательно изучаются коры выветривания и другие субаэральные осадки для диагностики форм рельефа субаэрального генезиса. Детальному палеогеоморфологическому анализу подвергаются геологические разрезы и профили, проявления пластических и разрывных дислокаций, перерывы и несогласия, геофизические материалы и т. д.

Для реконструкции направленно-циклического усложняющегося развития рельефа необходим палеогеоморфологический анализ серии временных срезов от древних к более молодым. Задача его — выявление основных этапов необратимой эволюции рельефа, геологических и геоморфологических циклов, отражающих циклический компонент геоморфогенеза. Сравнительный анализ рельефообразования в вертикальном направлении (снизу вверх) позволяет установить явления унаследованного и инверсионного развития форм рельефа, выявить основные закономерности формирования морфоструктур во времени и пространстве. Палеоморфоструктурный анализ представляет собой обязательный элемент палеогеоморфологических исследований (особенно при поисках полезных ископаемых).

При поисках полезных ископаемых важное значение имеет выполнение комплексов работ, указанных в решении VI пленума Межведомственной геоморфологической комиссии [198, с. 307]. В связи с поисками россышей пленум рекомендовал: а) внедрить в практику геологосъемочных работ составление палеогеоморфологических карт континентальных этапов, уделяя особое внимание выявлению погребенных депрессий, погребенных долин, распространению кор выветривания, определению областей сноса и путей транспортировки кластического материала; б) составление карт погребенного рельефа при проведении региональных геофизических исследований в районах распространения вулканических покровов, ледниковых, морских, эоловых покровных образований; в) усиление палеогеоморфологических исследований на Северо-Востоке СССР, на востоке Си-

бирской платформы и ее южном складчатом обрамлении, на Урале, Балтийском и Украинском щитах и Воронежской антеклизе [198, с. 307]. Следует отметить, что в решениях пленума не нашла отражения настоятельная необходимость изучения погребенных береговых линий, морских и озерных бассейнов, древних пляжей и шельфов, с которыми связаны прибрежно-морские и морские россыпи.

При поисках гипергенных месторождений необходимо считать первоочередными следующие задачи: а) выявление древних эпох пенецилизации, которые являются главнейшими металлогеническими эпохами для образования месторождений силикатного никеля, бокситов, каолиновых глин и других полезных ископаемых; б) проведение палеогеоморфологического картирования древнего карста, древних гидрографических сетей, древних береговых линий, с которыми могут быть связаны гипергенные месторождения полезных ископаемых; в) выявление геоморфологических и палеогеоморфологических критериев для прогноза и поисков древних кор выветривания и связанных с ними гипергенных полезных ископаемых [198].

При поисках угольных месторождений наиболее актуальны следующие задачи: а) развитие палеогеоморфологических исследований в первую очередь в угленосных бассейнах платформенных областей; б) проведение палеогеоморфологических исследований в сочетании с литолого-фаціальными и палеотектоническими исследованиями; в) широкое применение палеогеоморфологического картирования в угленосных бассейнах европейской части СССР, Сибири, Дальнего Востока [198, с. 307].

При поисках месторождений нефти и газа наиболее важно решение следующих задач: а) выявление общих закономерностей формирования погребенного рельефа путем изучения перерывов и несогласий в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов; б) составление палеогеоморфологических карт нефтегазоносных бассейнов (районов Западной Сибири, Средней Азии, Предкавказья, Прикаспия, Волго-Уральской области, Предкарпатья, Белоруссии, Украины и др.); в) палеогеоморфологическое изучение погребенных рифовых бассейнов, погребенных долин, древних дельт, древних эрозионных выступов и структур облекания, с которыми связаны так называемые палеогеоморфологические залежи нефти и газа; г) выяснение основных закономерностей захоронения, сохранения и изменения древнего рельефа в пределах платформ и других типов геоструктурных областей; д) выяснение роли палеогеоморфологических факторов в распределении так называемых «зон выклинивания», усиление исследований и специального картирования этих зон, так как к ним приурочены литологические и палеогеоморфологические ловушки нефти и газа [198, с. 308].

В дополнение к рекомендациям VI пленума Геоморфологической комиссии следует обратить внимание на необходимость изучения и картирования погребенного субквального рельефа, который наиболее широко распространен в осадочных чехлах платформ

и фундаментах платформ и с которым связан большой и разнообразный комплекс полезных ископаемых (см. раздел 7).

Палеогеоморфологические исследования могут быть научно-исследовательскими или иметь прикладной характер (в основном в связи с поисками полезных ископаемых); они могут быть полевыми, камеральными, тематическими или иметь характер палеогеоморфологической съемки и палеогеоморфологического картирования. Тематические исследования могут быть комплексными или ориентированными на решение сравнительно узких задач (изучение погребенных долин, анализ палеокарста и др.). Поэтому перечень задач, которые необходимо решить в процессе палеогеоморфологических исследований, должен конкретизироваться в зависимости от целей и характера этих исследований.

Результаты палеогеоморфологического анализа обычно представляются в виде описаний (отчетов, монографий, статей, заключений и т. д.), содержащих не только качественные, но и количественные характеристики рельефа (таблицы, схемы, карты, профили и т. д.), или в виде карт (палеогеоморфологических, палеогеоморфологического районирования, специальных палеогеоморфологических карт прогнозно-поискового характера и т. д.), сопровождаемых объяснительными записками.

При палеогеоморфологических исследованиях используются разнообразные методы и методики, описанные в разделах 4—7. Методическая основа палеогеоморфологического анализа нуждается в дальнейшем совершенствовании. Поэтому весьма актуальными являются проведение опытно-методических работ на наиболее хорошо изученных участках платформ, разработка новых и совершенствование старых методов и методик, составление методических руководств и инструкций по палеогеоморфологическому анализу, картированию погребенного рельефа и поискам полезных ископаемых с помощью палеогеоморфологического анализа.

Для повышения качества и эффективности палеогеоморфологических исследований и сокращения сроков их выполнения важнейшей задачей является повышение степени научно-технического оснащения и автоматизации получения, сбора, накопления, обработки и выдачи информативного материала на всех стадиях изучения погребенного рельефа, при анализе и синтезе палеогеоморфологических материалов. Необходимы совершенствование методов бурения, методов и приборов каротажа скважин (в частности, каротажа наклонных скважин), геофизической аппаратуры, внедрение методов сбора, обработки и выдачи информации о погребенном рельефе с помощью ЭВМ (см. разделы 4.5; 4.6).

3. Образование и эволюция погребенного рельефа

3.1. Образование рельефа

Погребенный рельеф формируется в результате захоронения субаэральных и субаквальных форм, образующихся на контактах как литосферы и атмосферы, так и литосферы и гидросферы [278]. К погребенным следует также относить некоторые категории подземного рельефа, например выполненные осадками древние карстовые, суффозионные и антропогенные пустоты, превратившиеся в реликтовые формы.

В категории субаэрального рельефа выделяются формы, существенно различающиеся по морфологии и генезису. Поскольку на платформах захоронены преимущественно равнинные формы или формы со сравнительно небольшими амплитудами высот (не более первых сотен метров), то ниже горный рельеф не рассматривается.

Среди субаэрального рельефа выделяются: 1) тектогенный рельеф (впадины, возвышенности, валы, моноклиinally падающие равнины, горстовые возвышенности, грабены и т. д.); 2) вулканогенный рельеф (лавовые потоки, неки, жерла вулканов, кимберлитовые трубки и др.); 3) псевдовулканический рельеф (грязевые вулканы); 4) денудационный и литоморфный рельеф (отпрепарированные разломы, антиклинали, синклинали, дайки, жилы, поверхности выравнивания и т. д.); 5) флювиальный рельеф (речные долины, овраги, водосборные воронки, прирусловые валы, конусы выноса, эрозионные останцы и др.); 6) формы морского генезиса (береговые валы, томболо, пляжи, береговые косы и др.); 7) ледниковый и водно-ледниковый рельеф (конечные и донные морены, бараньи лбы, друмлины, озы, камы и др.); 8) гравитационные формы (оползни, обвальные конусы и др.); 9) мерзлотные и солифлюкционные формы (полигональные почвы, гидролакколиты, термокарст и др.); 10) карстово-суффозионные формы (карстовые воронки, поля, суффозионные западины и др.); 11) формы эолового генезиса (дюны, барханы, котловины выдувания и др.).

Среди субаквального рельефа различаются: 1) формы зоны волнового воздействия (абразионные равнины и террасы, аккумулятивные равнины и террасы, подводные береговые валы, бары и др.); 2) формы эрозионного происхождения на дне морей и океанов (эрозионные равнинные участки или русла, образованные донными течениями); 3) формы областей гравитационной седиментации (аккумулятивные равнины); 4) формы, созданные мутьевыми потоками (аккумулятивные равнины); 5) формы галогенной седиментации (равнины, сло-

женные пластами минеральных солей); 6) формы, созданные подводным вулканизмом (вулканы, купола, холмы и т. д.); 7) тектонические формы (разломы на дне океанов и морей, впадины, желоба, валы и т. д.); 8) биогенные формы (подводные рифы, коралловые атоллы и т. д.); 9) оползневые формы (подводные оползни).

Образование рельефа происходит под влиянием факторов эндо- и экзотермического. Среди первых следует перечислить тектонические движения, вулканизм, магматизм, процессы метаморфизма, гидротермальную деятельность, литологический и петрографический состав горных пород и т. д.; среди последних — работу движущейся воды, льда, морского прилива и течений, седиментацию осадков в атмосфере и гидросфере, работу ветра, животных, растений, человека и т. д. При образовании и развитии большинства форм (особенно крупных) эндо- и экзогенные факторы сложно сочетаются друг с другом, лишь немногие (преимущественно микроформы) элементы рельефа являются моногенетическими.

Каждая форма рельефа проходит две фазы: а) прогрессивного и б) регрессивного развития [276]. Фазой прогрессивного развития называется время, в течение которого создаются и сохраняются условия, благоприятные для образования и развития каждой данной формы рельефа (например, спокойный тектонический режим, необходимый для формирования пенеплена). Если затем условия морфогенеза изменятся и станут неблагоприятными для рассматриваемой формы рельефа, то ее развитие в прежнем направлении будет невозможным, и она вступает в фазу регрессивного развития, в которой подвергается уничтожению на земной поверхности или погребению и последующим изменениям вплоть до уничтожения (например, возобновление поднятий после спокойного тектонического режима вызовет прекращение выравнивания, поднятие пенеплена, его расчленение и постепенное уничтожение). Граница между фазами прогрессивного и регрессивного развития является переходом формы рельефа из развивающейся в реликтовую. Именно на этой границе обычно происходит образование погребенного рельефа. Последний, таким образом, должен относиться к категории реликтового рельефа.

Начало и конец каждой стадии можно датировать любыми методами в относительной или абсолютной геохронологической шкалах. Ю. Ф. Чемяков [276] предложил использовать эти даты для краткой записи истории развития форм рельефа в виде временных формул. Так, например, история развития поверхности выравнивания может быть записана следующим образом: $Pg_3^1 \wedge N_1^1 \vee Q_4 \rightarrow$, где \wedge — фаза прогрессивного развития, \vee — фаза регрессивного развития, стрелка — незавершенность развития. Формула эта читается следующим образом: поверхность выравнивания начала формироваться в раннем олигоцене, фаза ее прогрессивного развития прервалась в раннем миоцене, когда она превратилась в реликтовую форму рельефа, существующую и до настоящего времени.

Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемяков [57], анализируя проблему возраста рельефа, пришли к выводу, что следует раз-

личать по крайней мере три временные категории: 1) длительность формирования данного элемента рельефа, 2) геологический возраст и 3) длительность существования рельефа в реликтовом состоянии. Первая категория совпадает с фазой прогрессивного, а третья — регрессивного развития рельефа.

3.2. Погребение рельефа

В истории развития каждой формы рельефа наблюдается рубеж, называемый *основным* [57]. На нем условия морфогенеза меняются настолько значительно, что развитие данной формы на суше или на дне океанов и морей в прежнем направлении становится невозможным, и она превращается в реликтовую, вступая в фазу регрессивного развития и рано или поздно подвергаясь уничтожению (например, поверхность выравнивания, приподнятая и оторванная от своего базиса денудации). Для погребенного рельефа началом фазы регрессивного развития является момент (или время) захоронения, которое для него представляет собой основной критический рубеж. Последний по временному объему может быть кратким, иногда почти мгновенным (например, при вулканических извержениях, землетрясениях и других катастрофических процессах) или достаточно длительным (например, при медленной морской трансгрессии).

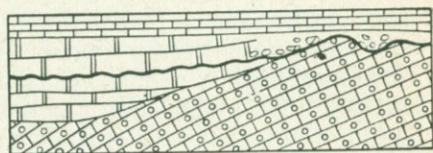
Широкое распространение в геолого-геоморфологической истории Земли процессов захоронения рельефа делает возможным внести для обсуждения вопрос о выделении особого научного направления — *тафономии рельефа* (греч. *taphos* — могила, *nomos* — закон), изучающего закономерности погребения форм рельефа, и *тафогенеза*, термина, обозначающего процессы захоронения. Первый термин заимствован, как известно, из палеонтологии, где он понимается как учение о захоронении органических остатков. Однако его смысловое значение значительно шире и может быть распространено на процессы погребения и других объектов (например, геологических тел, форм рельефа и др.). Выделение подобного научного направления будет стимулировать изучение геологических, физико-географических и геоморфологических условий захоронения, темпа и продолжительности захоронения, степени и характера изменений погребаемого рельефа в процессе захоронения.

Производя тафономический анализ, исследователь должен установить степень и характер изменения рельефа при погребении. Возможные изменения подразделяются на две основные категории: 1) изменения форм, вызванные различными агентами морфогенеза при захоронении (например, абразионный размыв погружающейся холмистой равнины), т. е. усложнение генезиса исходной формы рельефа с большим или меньшим ее изменением, и 2) изменения, меняющие не первичный генезис погребяемой формы, а ее пространственное выражение (например, деформация морской равнины складкообразующими процессами). Первая категория изменений действует

преимущественно в процессе погребения, тогда как вторая — во время погребения и в течение последующего существования погребенного рельефа.

Анализ геологических условий погребения предполагает изучение геологического строения и вещественного состава горных пород, на которых развит погребяемый рельеф, и тектонических движений в процессе захоронения. Геологическое строение и вещественный состав горных пород обычно играют большую роль при погребении рельефа. Как правило, менее изменяются формы рельефа на денудационно устойчивых горных породах (гранитоидах, плотных массивных породах и др.). Некоторые геологические образования, наоборот, способствуют деформации погребяемого рельефа (например, торфяники подвергаются уплотнению, хемогенные и другие породы — вязкому, пластичному течению, диапиризму и т. д.).

Рис. 7. Дюна, погребенная в каменноугольное время под горизонтально-слоистыми лагунными доломитовыми отложениями. Во время захоронения была сложена косо-слоистыми оолитовыми известковыми песками (наклонная штриховка). По И. В. Хворовой, 1953 г. [218].



Большую роль играют тектонические движения. Следует анализировать их направленность: происходило ли погребение данной формы при погружении, при относительно стабильном тектоническом режиме или при поднятии. Масштабы погребения при этом определяются особенностями локализации тектонических движений (изометричность, линейность, размерность погружающихся или воздымающихся участков и т. д.). Первый случай наиболее обычен. Он вызывает погребение субаквальных и субаэральных форм под толщами морских, озерных или континентальных отложений. При этом рельеф подвергается (в самом общем случае) меньшим изменениям, чем при стабильном тектоническом режиме или при поднятиях. Так, например, в работе Н. В. Думитрашко с соавторами [185] отмечается, что при захоронении рельефа под морскими осадками во многих случаях влияние абразии незначительно. Поэтому сохраняются даже мелкие детали (рис. 7) рельефа (например, площадки террас, береговые валы, дамбы древних рек в Подмосковном каменноугольном бассейне, куэсты и структурные гривки в предсеноманской суше Подолии, эрозионные ложбины на позднепалеозойской и раннетриасовой поверхностях центральной и западной частей Сибирской платформы). При отсутствии или малой интенсивности тектонических движений погребяемая форма обычно претерпевает наибольшие изменения. Так, например, реки, блуждающие близ базиса аккумуляции [278] по поверхности озерной равнины при погребении последней под аллювием, местами сносят и перерабатывают верхние горизонты озерной толщи, превращая некоторые участки озерной аккумуля-

тивной равнины в участки эрозионных поверхностей. При поднятии наблюдается аналогичная картина. Если оно охватывает обширные территории, погребение рельефа обычно происходит в районах, испытывающих отставание в поднятиях и поэтому выраженных в рельефе в виде депрессионных участков. В некоторых случаях, однако, захоронение происходит и при поднятиях с незначительными изменениями исходного рельефа (например, под покровами лёсса, вулканических пеплов, лав).

Исследуя погребение исходных форм, следует изучить тектонические условия их захоронения и установить степень их эндогенного преобразования. Последнее проявляется обычно в дизъюнктивной и пликативной формах. Дизъюнктивные нарушения смещают вверх, вниз или в сторону различные участки погребаемого рельефа. Признаками, свидетельствующими о приуроченности тектонических движений ко времени захоронения, являются: 1) разломы, не прослеживающиеся в перекрывающих отложениях; 2) сохранение созданного разломами тектонического рельефа, не выровненного экзогенными агентами в момент захоронения. Пликативные дислокации на платформах нередко связаны с зонами разломов, авлакогенов. Признаком их проявления в момент захоронения является дифференциация осадков, покрывающих пликативные формы.

Изучение экзогенных физико-географических условий, существовавших во время погребения, очень важно, так как обычно на основном критическом рубеже наблюдается их существенное изменение. Чаще всего это проявляется в смене сфер морфогенеза: субаэральной на субаквальную или наоборот. В этих случаях погребаемая форма рельефа попадает в чуждые для нее условия. В качестве примера можно указать на погруженную под морские воды поверхность субаэрального денудационного выравнивания, которая погребается под толщей морских осадков и попадает из сферы субаэрального морфогенеза в сферу субаквального рельефообразования. При погружении поверхность выравнивания проходит через зону абразии, где несколько сглаживается срезанием или сокращением площадей развития положительных форм рельефа. Об этом, в частности, говорят срезание на возвышенностях коры выветривания или сокращение ее мощности. Сохранение на разновозрастных погребенных поверхностях выравнивания Русской платформы додевонских, девонских, нижнекарбоновых, мезозойско-кайнозойских кор выветривания свидетельствует о том, что рельеф не подвергается коренной абразионной переработке при захоронении под морскими осадками.

Другой случай — погребение морской аккумулятивной равнины под субаэральными отложениями. Здесь могут наблюдаться различные варианты: а) захоронение исходной формы без ее каких-либо изменений (под лёссами, торфом, вулканическими пеплами и др.); б) погребение с теми или иными изменениями (например, захоронение под аллювием, связанное с эрозией).

Третий случай — погребение субаэральной формы рельефа под

субаэральными же отложениями. Из-за разнообразия континентальных обстановок морфогенеза здесь могут наблюдаться как крайние случаи (захоронение без изменения погребаемой формы, например озерной равнины под торфом или покровом лёсса, и захоронение с существенными изменениями погребаемой формы, например погребение озерной равнины под аллювием, с эрозивной обработкой ее поверхности), так и промежуточные между ними варианты.

Четвертый случай — захоронение субаквальных форм под субаквальными отложениями озер, морей, океанов (например, хемогенной донной равнины под кластическими или органическими отложениями). В этом случае погребаемая форма обычно не испытывает существенных изменений в процессе захоронения. Лишь те исходные формы, которые проходят при погребении зону абразии и подводной эрозии, в той или иной степени экзогенно преобразовываются.

При изучении процессов погребения необходимо оценить влияние фактора времени в виде продолжительности, темпа, неодновременности захоронения и возраста погребенного рельефа. Продолжительность погребения (или временной объем основного критического рубежа) [57] должна определяться в единицах относительной или абсолютной геохронологии (например, от позднего олигоцена до раннего миоцена включительно, 0,5 млн. лет и т. д.). В самом общем случае чем продолжительнее время захоронения, тем большие изменения испытывает погребаемый рельеф. Темп погребения может быть медленным, средним, быстрым, катастрофическим.

Важнейшее значение имеет проблема скольжения времени погребения, или неодновременности захоронения. Если погребается обширная аккумулятивная равнина при медленно наступающей трансгрессии моря, то ее прибрежные части будут захоронены быстрее, чем более удаленные и выше расположенные. При погребении расчлененного рельефа вначале захороняются наиболее низко расположенные участки (долины, впадины) и в последнюю очередь — возвышенные части. Поэтому захоронение обширных форм обычно имеет скользящие временные границы, т. е. происходит неодновременно. Время погребения может быть продолжительным, достигая десятков миллионов лет и более. Неодновременность захоронения характерна для погребенных склонов антеклиз и щитов в пределах Русской платформы (например, Воронежская антеклиза, Украинский щит), а также для поверхности фундамента платформы. Неодновременность захоронения наблюдается при трансгрессивном наступании моря с передвигающейся в глубь суши береговой линией, при блуждании линейных водных потоков по поверхности захороняемой формы рельефа и в других случаях. Как правило, чем крупнее форма рельефа, тем длительнее период скольжения в ее захоронении и тем продолжительнее время погребения. Однако иногда агент погребения действует одновременно на всей площади формы. Так, например, погребение равнины под лёссом или вулканическим пеплом может происходить практически одновременно на всей (или большей части) ее площади.

Определяя геологический возраст погребенного рельефа, следует исходить из концепции Г. С. Ганешина, В. В. Соловьева и Ю. Ф. Чемякова [57], из которой следует, что этот возраст соответствует моменту начала захоронения. Именно с этого основного критического рубежа прерывается развитие на поверхности литосферы той или иной формы, и в результате погребения она переходит в реликтовое состояние или состояние консервации.

Процессы захоронения рассмотрены схематично лишь на некоторых примерах. В действительности они гораздо сложнее и многообразнее.

3.3. Изменения рельефа после захоронения

После захоронения исходный рельеф превращается в реликтовый и вступает в *фазу регрессивного развития*, ограниченную основным и конечным временными рубежами [57, 276]. На последнем погребенный рельеф уничтожается (см. раздел 3.4). Интервал времени между этими рубежами называется *длительностью существования реликтового* (в данном случае погребенного) *рельефа*. Она исчисляется с начала захоронения до настоящего времени, если погребенная форма сохранилась в толще земной коры, или до момента уничтожения данной погребенной формы (например, внедрившимся плутоном и т. д.). Чем глубже залегают погребенные формы, тем больше длительность их существования (фаза регрессивного развития). Неглубоко захороненные формы нередко уничтожаются последующими процессами морфогенеза (размыва, деятельности человека и т. д.).

Учение о закономерностях изменения реликтового (наземного, подводного и погребенного) рельефа в регрессивную фазу развития можно назвать *метаморфономией* (греч. *metamorpho* — превращаю, *nomos* — закон), а процессы, изменяющие реликтовые формы, — *метаморфогенезом* (греч. *metamorpho* — превращаю, *genesis* — происхождение). Последние, как правило, не уничтожают физически реликтовый рельеф, а лишь трансформируют его, меняя положение в пространстве и изменяя форму, в то время как процессы морфогенеза ведут к физическому уничтожению данного реликта и его замещению новыми, прогрессивно развивающимися в данных условиях формами. Процессы метаморфогенеза характерны как для наземного, так и подводного рельефа, но наиболее типичны для погребенных форм. Для процессов изменения погребенного рельефа В. И. Галицкий [54, 55] предложил термин *морфодиагенез*. Термин метаморфогенез отличается от последнего тем, что охватывает все категории реликтового рельефа (погребенные, наземные и подводные формы).

Регрессивное развитие погребенного рельефа протекает в толще земной коры. Представление о том, что при захоронении рельеф

консервируется и может существовать в неизменном виде в течение неопределенно долгого времени, не может быть принято. Как правило, процессы метаморфогенеза в той или иной степени изменяют исходный рельеф. Так, например, палеозойские морские аккумулятивные равнины, погребенные под более молодыми осадками Русской платформы, разбиты разрывными нарушениями на блоки, приподнятые или погруженные в различной степени, и подвергнуты пластическим деформациям.

Анализ процессов метаморфогенеза — важнейшая задача. Без него невозможны реставрация первичного (исходного) облика погребенного рельефа и реконструкция уничтоженного в геологическом прошлом рельефа. Погребенные формы рельефа представляют собой в геологических разрезах поверхности, разделяющие (или ограничивающие) геологические тела, простые или сложного строения. Вследствие динамических процессов, происходящих в земной коре и вызывающих перемещения ее вещества, формы и объемы этих геологических тел, а следовательно, и поверхности их ограничения меняются и в пространстве, и во времени. Таким образом, возникают деформации погребенного рельефа — метаморфогенез. Можно различать четыре генетические категории метаморфогенеза погребенного рельефа.

К первой категории относятся факторы, деформирующие погребенный рельеф вследствие изменения формы геологических тел без существенного изменения их объемов. Они представлены в основном тектоническими движениями, проявляющимися в виде складчатых и разрывных деформаций, смещающих формы и их части в вертикальном и горизонтальном направлениях (рис. 8). Под влиянием тектонических движений исходный рельеф преобразуется в тектонические формы. Диагностика их довольно проста и сводится к отождествлению с известными структурными формами, складчатыми (складки разного типа, валы, флексуры, шарьяжи, надвиги, моноклинали, антиклинали, синклинали, антеклизы, синеклизы и т. д.) и разрывными (разломы с вертикальными и горизонтальными смещениями, сбросы, взбросы, горсты, грабены и др.). Для тектонического рельефа подобного типа характерно в большинстве случаев резкое противоречие между генезисом исходной поверхности и новообразованным тектоникой рельефом (например, поверхность субгоризонтальной морской аккумулятивной равнины, превращенная в подземный горст или собранная в систему складок).

Вторая категория факторов метаморфогенеза связана с процессами увеличения или уменьшения объема горных пород и в конечном счете объема геологических тел, что обуславливает изменение их формы, а следовательно, и связанного с ними погребенного рельефа. Эти процессы еще недостаточно изучены, и поэтому их анализ при палеогеоморфологических исследованиях вызывает большой интерес. Увеличение или уменьшение объема горных пород обусловлено процессами диагенеза, преобразующими горные породы из одних типов (состояний) в другие, и влиянием нагрузок.

Диагенез охватывает процессы, вызывающие превращение осадка в горную породу. Анализ их особенно важен при изучении аккумулятивных форм, сложенных вначале недиагенезированными осадками.

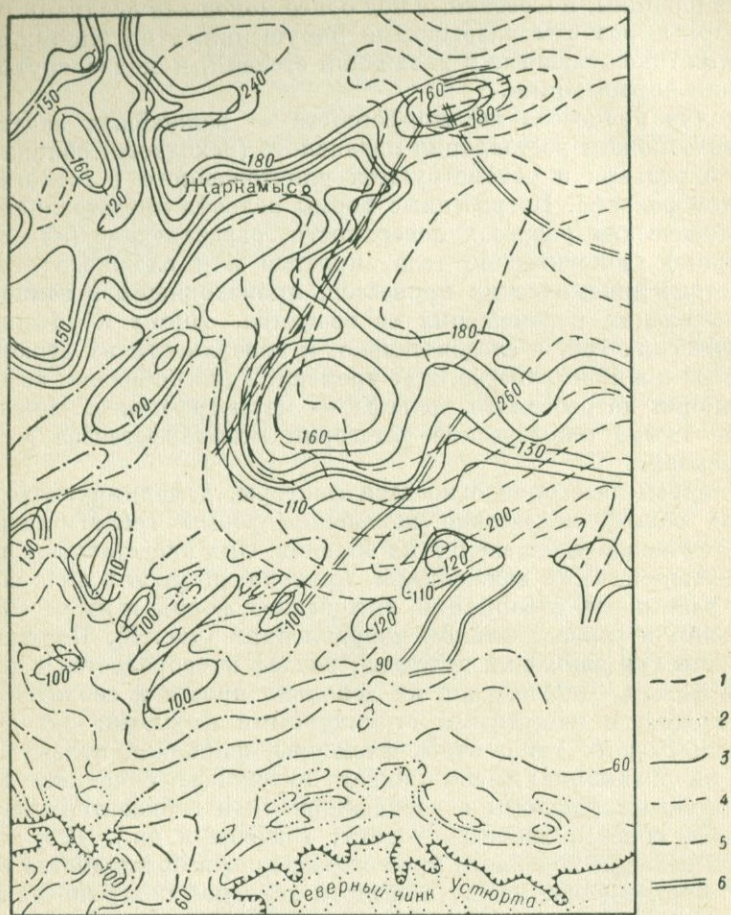


Рис. 8. Структурно-геоморфологическая карта деформаций поверхностей выравнивания Жаркамысского района. Составили П. И. Жернаков и М. В. Проничева [63].

Изоморфы пластических деформаций: 1 — олигоценовой поверхности, 2 — сарматской поверхности, 3 — акчагыльской поверхности, 4 — бакинской поверхности, 5 — хвалынской поверхности; 6 — разрывные нарушения.

После захоронения последние подвергаются диагенезу, что вызывает деформации связанных с ними форм рельефа. Диагенез включает процессы, происходящие в самом осадке (образование устойчивых минеральных модификаций за счет менее устойчивых, химическое взаимодействие составных частей, образование конкреций, старение кол-

лоидов, перекристаллизация) и при взаимодействии осадка с окружающей средой (растворение и вынос неустойчивых компонентов, минеральные новообразования, химическое взаимодействие компонентов осадка с окружающей средой, дегидратация или гидратация, цементация осадка и т. д.). В качестве примера можно указать, что такие процессы, например, как растворение и вынос неустойчивых компонентов, могут уменьшить объем первичного осадка и вызвать прогибание поверхности связанной с ним формы рельефа.

Преобразование одних типов горных пород в другие также имеет метаморфогенетическое значение. Оно происходит под влиянием процессов метаморфизма, гранитизации, кристаллизации (перекристаллизации), метасоматоза и нередко связано с изменением объемов горных пород, подвергающихся этим процессам.

Влияние нагрузок (гравитационного или тектонического генезиса) вызывает уплотнение осадков и деформации погребенного рельефа. В качестве важного фактора метаморфогенеза выступает диагенетическое уплотнение осадков [173]. Например, усиление антиклинального изгиба нижнепермских пород на Красновской площади (Татария) по сравнению с верхнепермскими обусловлено неравномерным уплотнением кровли нижнепермских отложений. Уплотнение горных пород нередко вызывает образование форм, похожих на эрозионные: Неравномерное уплотнение обнаружено в пермских сульфатно-карбонатных породах под давлением плиоценовых и четвертичных отложений (в районе г. Казани).

В других случаях деформации погребенного рельефа обусловлены неравномерным прогибанием нижнепермской сульфатно-карбонатной толщи в связи с суффозионно-карстовыми процессами (Ковалинская площадь Татарии).

В результате диагенеза, давления вышележащих горных пород, метаморфизма и других процессов первоначальные объемы горных пород сокращаются. Наименее уплотняются галогены и песчаные осадки [25]. Уплотнение глин значительное: по А. Б. Ронову [216] на 15%, по Д. Н. Буракаеву [25] до 32%, по В. Е. Хаину [260] почти в 2 раза. По И. И. Потапову [195], глины уплотняются на 80%, алевролиты — максимально на 60—70%, чаще же на 5—10%, а пески, известняки и доломиты практически не уплотняются. Весьма значительно уплотнение растительных остатков. При превращении в каменные угли их мощность уменьшается в 3,5 раза, как, в частности, это установлено для каменных углей бобриковского горизонта Башкирии [25].

Третья категория факторов метаморфогенеза связана с деформациями геологических тел и погребенного рельефа внедрениями геологических образований извне вследствие явлений магматизма и диапиризма. Изучая магматические явления как фактор метаморфогенеза, необходимо раздельно анализировать роль интрузивного и эффузивного магматизма. Интрузивный магматизм значительно деформирует погребенный рельеф. Согласно плутоны, внедряясь в виде лакколитов, лополитов, факолитов, вызывают образо-

вание в погребенном рельефе положительных и отрицательных форм в виде куполов, плоских чаш, валов и т. п. Несогласные плутоны (дайки, штоки, купола, вулканические жерла, батолиты) прорывают погребенные формы рельефа, деформируя и частично или полностью уничтожая их. Кроме того, вмещающие породы испытывают термальное и гидротермальное воздействие, усиливающее эффект метаморфогенеза. Влияние эффузивного магматизма в основном ограничивается термальным и гидротермальным воздействием.

Под диапиризмом понимают процесс выдавливания пластичных осадочных пород (хемогенных, соленосных глин и др.) и внедрения в вышележащие более жесткие породы в форме куполов и ядер протыкания под влиянием тектонических и гравитационных напряжений в земной коре. Внедряясь в вышележащие толщи, пластичные породы сложно деформируют погребенный рельеф. Примеры диапиризма широко известны в геологических разрезах Прикаспийской низменности и других районов Русской платформы. Гранитный диапиризм — явление, описанное З. А. Сваричевской, В. И. Яговкиным в Казахстане, Е. И. Гунченко на Алданском нагорье и другими исследователями, заключается в пластичном выдавливании гранитоидов через толщи вмещающих пород. Этот процесс ведет также к деформации погребенного рельефа.

Четвертая категория изменений связана с гравитационным обрушением и заполнением осадками карстовых, солянокарстовых, магматогенных, суффозионных и антропогенных пустот и образованием в погребенном рельефе наложенных отрицательных форм.

Можно изучать и классифицировать проявления метаморфогенеза по морфологическим признакам, различая деформации волнообразного характера, образования типа моноклиналей, горстов, грабенов, сбросовых ступеней, валов, куполов, впадин, воронок, желобов, структурных носов и др.

В порядке дальнейшего обсуждения можно внести терминологическое предложение: вместо прилагательного «метаморфогенизированный (-ая, -ое)» добавлять к существительному, обозначающему измененную форму рельефа, приставку «мета-», что значительно упростит и сократит терминологию (например, вместо «метаморфогенизированный рельеф» — «метарельеф», «метаморфогенизированная долина» — «метадолина» и т. д.).

Таким образом, погребенные формы в той или иной степени подвергаются изменениям. Изучая современный облик какой-либо захороненной поверхности, исследователь обычно имеет дело уже с метаморфогенизированным рельефом. Многочисленные карты рельефа (в изолиниях) кровли какого-либо пласта или любого стратиграфического подразделения, составленные для различных участков платформ, по существу, являются картами погребенного измененного процессами метаморфогенеза рельефа. Изолинии содержат суммарную информацию об особенностях исходного облика погребенного рельефа и наложенных процессах метаморфогенеза. Палеогеоморфологический анализ позволяет выделить и оценить оба эти компо-

нента. Рассматривать эти карты как карты только тектонических деформаций, конечно, нельзя.

Палеогеоморфологический анализ начинается с изучения процессов захоронения и изменений погребенного рельефа и заканчивается реставрацией его исходного облика. Изучение метаморфогенеза представляет собой важнейшую задачу этого анализа, необходимым для решения как научных, так и практических вопросов. Так, например, погребенная речная долина, выполненная псаммитами, может рассматриваться как палеогеоморфологическая ловушка нефти и газа. Однако поперечная волнообразная деформация погребенной долины может создать вместо одной крупной палеогеоморфологической ловушки несколько более мелких структурно-палеогеоморфологических ловушек.

С погребенным метаморфогенизированным рельефом связаны разновозрастные комплексы полезных ископаемых: а) приуроченные к отложениям, на которых сформировался исходный рельеф или с которыми он парагенетически связан, и б) более молодые, наложенные в фазу регрессивного развития и обусловленные процессами метаморфогенеза, диагенеза, гранитизации, метаморфизма, тектоническими и другими факторами.

3.4. Уничтожение погребенного рельефа

Развитие многих форм рельефа в геологическом прошлом завершилось уничтожением. Процессы последнего должны тщательно изучаться, так как это необходимо для решения многих крупных проблем палеогеоморфологии (реконструкция уничтоженного в геологическом прошлом рельефа, восстановление геоморфологической истории Земли или ее отдельных районов и др.) и решения крупных проблем геологии (реконструкция геологической истории как отдельных участков земной коры, так и всей Земли, восстановление истории формирования геологических тел и их изменений в последующем и т. д.). Учение о закономерностях уничтожения рельефа (в том числе и погребенного) целесообразно назвать *танатономией* (греч. *thanatos* — смерть, *nomos* — закон). Вопросы происхождения и характеристики процессов уничтожения охватываются термином *танатогенез* (греч. *thanatos* — смерть, *genesis* — происхождение), который буквально переводится как «происхождение уничтожения, смерти», т. е. требует определения, в каких условиях, от какой причины и как именно происходит уничтожение той или иной формы рельефа. Выделение танатономии, несомненно, будет способствовать более полному, углубленному, целеустремленному и всестороннему изучению процессов уничтожения рельефа.

Физическое уничтожение рельефа завершает регрессивную фазу его развития [276]. Процессы уничтожения подразделяются на эндогенные и экзогенные. Первые представлены глубинными процессами (магматизмом, гранитизацией и др.), вызывающими полное или частичное уничтожение форм рельефа на разных глубинах. Подобные

процессы обычны в зоне контакта осадочного слоя с гранитным, близ верхней границы гранитизации, близ магматических очагов, а также в зонах глубинных разломов, по которым проявляется магматическая деятельность. Наиболее отчетливо они выражены в фундаменте платформ и в пределах щитов (Балтийского, Украинского, Алданского, Канадского и др.), проявляясь, например, в многочисленных случаях прорыва и частичного уничтожения докембрийских поверхностей денудационного выравнивания интрузивными массивами.

Экзогенные процессы уничтожения характерны для районов прогрессирующих поднятий: кристаллических щитов, массивов, антеклиз. Они осуществляются комплексной денудацией, линейной и плоскостной эрозией, абразией, деятельностью ледников, ветра, криогенезом и другими экзогенными агентами. В результате прогрессирующих поднятий в сферу субаэральной денудации вовлекаются все более и более глубоко залегающие части платформенного чехла (в антекклизах) и фундамента (в пределах массивов и щитов) вместе с многочисленными формами погребенного рельефа. Как указано в разделах 4.2 и 4.3, для описываемых районов типичны денудационные гео- и морфоциклы, начинающиеся с мобильной фазы (воздымание и расчленение суши) и завершающиеся стабильной фазой (спокойный тектонический режим и выравнивание рельефа). Гео- и морфоциклы многократно повторяются в антекклизах и на щитах, обуславливая все более и более глубокий денудационный срез и уничтожение погребенного рельефа, вовлекаемого в сферу денудации. Следями морфоциклов являются наблюдаемые здесь разновозрастные реликты поверхностей денудационного выравнивания, срезающие формы погребенного рельефа.

Реконструкция уничтоженного рельефа, существовавшего на изучаемой территории в геологическом прошлом, невозможна без детального анализа процессов уничтожения. К настоящему времени они еще недостаточно изучены.

4. Методы изучения погребенного рельефа

4.1. Классификация методов

В зависимости от научного, практического или методического подхода в основу классификации могут быть положены различные критерии. Наиболее распространены классификации, основанные на отнесении групп методов к той или иной науке или научному направлению. Классификация подобного типа, вариант которой был разработан ранее В. И. Галицким [54], принята нами в данной монографии. В ней выделяются геологические, палеогеогеологические, геофизические, математические, палеогеоморфологические и геоморфологические методы.

Могут быть разработаны и другие классификации на основе иных принципов. Так, например, методы могут классифицироваться по особенностям объектов палеогеоморфологического изучения: а) по морфологии (в этом случае различают методы исследования равнин и методы изучения горных районов и т. д.); б) по морфогенетическому признаку (методы изучения ледникового рельефа, эрозийного рельефа, денудационно-тектонического рельефа и т. д.); в) по основным категориям характеристики рельефа — морфологии, генезису, возрасту (методы изучения морфологии, исследования генезиса, изучения возраста рельефа).

Если в основу классификации положить критерии прикладного характера, то можно различать методы, применяемые при поисках углей, методы изучения россыпей, методы, используемые при поисках нефти и газа и т. д.

В зависимости от характера изучаемого материала и его источников выделяются: а) методы, применяемые для получения и обработки первичных, исходных материалов (например, методы бурения, геофизического изучения скважин, анализа вещественного состава осадков), и б) методы, используемые для анализа и синтеза первичных материалов (например, методы составления палеогеоморфологических карт, анализа морфоциклов, изучения этапов развития рельефа и др.). В зависимости от степени метаморфогенеза выделяются методы изучения погребенного рельефа, не подвергшегося метаморфогенезу, и методы исследования метаморфогенизированного рельефа.

Могут быть разработаны и классификации по другим критериям, которые, в частности, освещены в работе Ю. Ф. Чемякова с соавторами [151]. В разделах 4.2—4.6 охарактеризованы основные методы (хорошо известные более кратко, чем новые или малоизвестные). Не описаны методы хронометрии, методы определения

возраста по палеонтологическим находкам, аналитические методы изучения вещественного состава. Характеристику их можно найти в соответствующих методических руководствах [153, 154 и др.]. Ряд методов, которые могут быть применены при палеогеоморфологических исследованиях, освещен во многих работах [92, 111, 151, 152, 154, 196, 197, 218, 235 и др.]. Методы изучения морфологии и генезиса рельефа рассмотрены в работах Ю. Ф. Чемекова [284, 285], а возраста рельефа — в его другой работе [276].

Основные материалы для палеогеоморфологического анализа дают геологические методы. Поэтому они описываются вначале. За ними следует характеристика палеогидрогеологических, геофизических и математических методов. При палеогеоморфологическом анализе и синтезе используются данные, полученные комплексом методов. Поэтому целесообразно завершить главу характеристикой палеогеоморфологических и геоморфологических методов.

4.2. Геологические методы

Это наиболее важная группа методов при палеогеоморфологических исследованиях. Она дает основные материалы, палеогеоморфологический анализ которых позволяет решать многие вопросы (такие, как реставрация погребенного рельефа, определение его происхождения, возраста, история развития и т. д.).

Этот раздел включает описание методов анализа этапности *, анализа гео- и морфоциклов *, анализа «депресссионных циклов» *, анализа палеогеографических, литолого-палеогеографических и палеогеологических карт **, анализа карт изопахит и мощностей отложений **, анализа палеотектонических карт **, бурения и изучения керна *, палеогеоморфологического анализа геологического разреза (профиля) **, анализа перерывов и несогласий ***, анализа палеофаций и палеофациальных карт **, литолого-формационного анализа *, изучения погребенных кор выветривания ***, сопряженного анализа пространственного размещения погребенных форм рельефа и отложений **, реперных поверхностей ***, анализа минералогического и механического состава отложений **.

Все эти методы имеют широкий диапазон применения: от мелко-масштабных до крупномасштабных палеогеоморфологических исследований.

Метод анализа этапности. Он имеет целью реконструировать направленную составляющую процесса геологического и геоморфологического развития исследуемой территории. Направленный и циклический компоненты являются двумя сторонами единого циклично-направленного усложняющегося необратимого развития геологической формы материи, одним из выражений которой является

* Методы описаны Ю. Ф. Чемековым.

** Методы описаны В. И. Галицким.

*** Методы описаны В. И. Галицким и Ю. Ф. Чемековым.

рельеф, создаваемый в результате перемещения вещества на верхней границе литосферы.

Метод заключается в выявлении и изучении этапов геолого-геоморфологического развития исследуемой территории, их соотношения с гео- и морфоциклами [277, 279, 282, 287]. В зависимости от решаемых задач этапы выделяются по различным критериям: по особенностям тектонического режима (этапы тектонической активизации и относительно спокойного тектонического режима), по структурным особенностям (геосинклинальные этапы, платформенные этапы и т. д.), по условиям экзоморфогенеза и осадконакопления (этапы субаквального и субаэрального развития) и т. д. Для периодизации геолого-геоморфологической истории обычно применяют комплекс критериев: характер и направленность тектонических движений, характер создаваемых ими структурных форм, особенности палеогеографических и палеогеоморфологических условий, характер осадконакопления или денудации, различия в органической жизни, особенности вулканизма, магматизма, эндогенной и экзогенной металлогении и т. д.

Основной методический принцип выявления объективно существующих в геологическом прошлом этапов геолого-геоморфологического развития противоположен принципу выделения гео- и морфоциклов. Этапы выделяются на основе поисков и установления отличий одних временных отрезков геолого-геоморфологической истории от других, в то время как циклы — на основе поисков и выявления характерных для них общих, закономерно повторяющихся процессов и их вещественного геолого-геоморфологического выражения. Значимость этапов неодинакова и определяется длительностью и масштабами отличающих их изменений. Таксономические ранги этапов обычно устанавливаются по длительности охватываемого ими геологического времени. Общепринятой таксономической шкалы для этапов не существует.

Некоторые исследователи выделяют этапы разных порядков. Наиболее крупный (1-го порядка) этап составляет 4,5—5,0 млрд. лет, т. е. соответствует времени существования Земли. Он подразделяется на этапы 2-го порядка, длительностью по несколько сотен миллионов лет. На более низких ступенях таксономической классификации располагаются этапы 3-го порядка (170—200 млн. лет), совпадающие с галактическим годом, этапы 4-го порядка (несколько десятков миллионов лет) и т. д. Другие исследователи различают мегаэтапы (несколько сотен миллионов лет), макроэтапы (несколько десятков миллионов лет), этапы (несколько миллионов лет), подэтапы (десятки, сотни тысяч лет) и т. д. Нередко при периодизации геолого-геоморфологической истории пользуются подразделениями международной геохронологической шкалы, выделяя зоны, эры, периоды, эпохи, века и т. д. и применяя присвоенные им названия (девонский период, фаменский век, кайнозойская эра и т. д.). Иногда выделенные этапы называют собственными названиями (например, каледонский этап, днепровский этап и т. д.).

Можно принять любую из указанных выше систем периодизации геолого-геоморфологической истории, строго учитывая таксономическую подчиненность выделенных этапов разных рангов. В качестве примера укажем, что для древних платформ, например, этапами 1-го порядка являются поздний протерозой и фанерозой. Они характеризуются существенно различающимися геологическими, тектоническими, палеогеоморфологическими, палеогеографическими и палеонтологическими условиями. В свою очередь, они подразделяются на этапы 2-го, 3-го и более мелких порядков.

Этапность может быть планетарной и локальной, что следует учитывать при выделении и изучении этапов. Как правило, крупные этапы имеют планетарный характер (например, догеологический этап, геологический этап, протерозой, фанерозой). В этапах меньших временных объектов сказывается геоструктурная неоднородность земной коры и разноплановость и разновременность проявления эндогенных факторов геологического и геоморфологического развития. В них отражается местная специфика. Поэтому, например, локальные этапы геолого-геоморфологического развития Воронежской антеклизы и Московской синеклизы существенно различны.

При периодизации геолого-геоморфологического развития исследуемой территории следует соблюдать следующую методику: 1) вначале выделяются наиболее крупные этапы, например этапы 1-го порядка; 2) затем внутри этапов 1-го порядка по специфическим особенностям истории развития выявляются этапы 2-го порядка, внутри последних — этапы 3-го порядка и т. д.; 3) длительность этапов каждой таксономической категории должна быть примерно одинаковой (например, этапы 1-го порядка — несколько сотен миллионов лет, 2-го порядка — несколько десятков миллионов лет и т. д.); 4) следует избегать выделения на одном и том же таксономическом уровне этапов, резко различающихся по длительности, т. е. несоизмеримых во временном отношении.

Метод анализа гео- и морфоциклов. В той или иной форме методы, основанные на анализе цикличности, развиваются Н. Ф. Балуховским, Ю. П. Барановой, В. В. Белоусовым, В. А. Зубаковым, Г. А. Ивановым, И. И. Красновым, Г. Ф. Лунгерсгаузеном, Ю. А. Мещеряковым, В. Д. Наливкиным, В. А. Обручевым, А. А. Прониным, М. А. Усовым, В. Е. Хаиным, Ю. Ф. Чемяковым и многими другими отечественными и зарубежными авторами. Здесь описываемый метод излагается согласно концепции Ю. Ф. Чемякова. Метод основан на изучении циклической составляющей геолого-геоморфологических процессов, анализируемой на фоне направленного, необратимого развития земной коры. Он вскрывает как наиболее общие закономерности циклического процесса развития Земли, так и локальную ритмичность развития ее отдельных регионов и объединяет группу частных методов, выявляющих цикличность отдельных процессов (методы изучения тектонических циклов, анализа геохимических циклов, циклов осадконакопления, фациально-циклический метод, ритмостратиграфический,

фашиально-геотектонический и т. п.). Гео- и морфоциклы выделяются по их вещественному выражению в геологических разрезах платформ в виде геологических тел, стратиграфических перерывов, структурных несогласий. Различные стадии их развития запечатлены в погребенном рельефе платформ.

Формирование концепции геологической цикличности шло двумя путями. Первый из них связан с развитием теоретических основ геотектоники, второй — с изучением вещественного выражения цикличности в геологических разрезах, исследованием фаций, формаций, стратиграфии, процессов осадконакопления.

В 1785 г. Дж. Геттон развивал представление о «диастрофических циклах» со следующей последовательностью событий: 1) осадконакопление, 2) складчатость и поднятие, 3) выветривание, денудация, 4) погружение и отложение перекрывающих пород. Близкие схемы приняли Г. Штилле, М. А. Усов, В. В. Белоусов и другие исследователи, хотя в развиваемых ими идеях наблюдаются различные нюансы. По В. В. Белоусову, М. В. Гзовскому, В. Е. Ханину, в геосинклиналях геологический цикл начинается общим погружением и заканчивается общим поднятием. Скорости и градиенты движений максимальны в начале и в конце цикла, ослабевают к середине. В первой половине цикла геосинклиналь постепенно осушается, а в конце происходит горообразование. Переход от прогибания к поднятию связан с общей инверсией тектонического режима. В течение цикла неоднократно происходят частные инверсии местного значения. На платформах общий характер циклов тот же, но меньше градиенты и скорости тектонических движений.

Авторы, критикующие эту точку зрения, отмечали, что она не может быть принята, так как предусматривает формирование структурного несогласия в середине цикла, что разбивает геологические образования единого цикла на две искусственно расчлененные части [279]. Кроме того, в геологической действительности не наблюдается планетарно синхронных эпох погружения земной коры и глобальных эпох ее воздымания. В действительности тектонические движения в любые стадии геодвижений сложно дифференцированы в пространстве.

По представлениям других исследователей, цикл начинается фазой спокойного тектонического режима и завершается фазой складчатости и горообразования (Г. Штилле и другие). При этом и первая и вторая точки зрения исходят из глобальной синхронности геотектонических циклов. Вторую точку зрения Д. В. Наливкин, Н. С. Шатский, В. И. Попов и А. А. Богданов критиковали за «неокатастрофизм». Они утверждали, что складкообразование является длительным и неравномерным по интенсивности процессом и не имеет планетарной синхронности и строгой приуроченности к одним и тем же интервалам геологического времени.

Третья точка зрения наиболее отчетливо изложена Ю. М. Шейнманном [291]. В основе ее лежит отождествление этапов геологического развития с геотектоническими циклами. Так, например, каждый

из геосинклиналиальных этапов (независимо от времени и районов их проявления) рассматривается как цикл. Тот факт, что эти этапы прослеживаются в различных районах в разное время, ведет к выводу о глобальной асинхронности указанных циклов. Эти представления критиковались за отождествление циклов с этапами геологического (тектонического) развития [279].

Четвертая точка зрения высказана Ю. Ф. Чемяковым [279], предложившим термин «*геоцикл*» для обозначения геологических циклов любого таксономического ранга и для выражения наиболее общих закономерностей циклического развития геологической формы материи. Геоморфологическим выражением геоциклов являются синхронные им геоморфологические циклы, или *морфоциклы*. Каждый гео- и морфоцикл содержит две фазы: а) *мобильную*, характеризующуюся планетарной активизацией геологических процессов (поднятий в одних районах, погружений в других, осадконакопления, складчатости, разрывной тектоники, магматизма, метаморфизма, металлогении, образования контрастного рельефа и др.), и б) *стабильную* с относительно стабильным тектоническим режимом и постепенным затуханием перечисленных выше геологических процессов вплоть до прекращения некоторых из них (например, складчатости) и образованием в конце описываемой фазы выровненного рельефа (поверхностей денудационного и аккумулятивного выравнивания) на уровне базисов денудации и аккумуляции. Цикличность геологического развития обуславливается ритмичным чередованием фаз активизации и фаз стабилизации комплекса основных геологических процессов (тектонических движений, осадконакопления, денудации, магматизма, вулканизма, метаморфизма, эндогенной металлогении и др.).

При изучении геоциклов и морфоциклов следует учитывать, что они имеют разную периодичность: от суток до сотен миллионов лет. При решении тех или иных проблем отдается предпочтение преимущественному изучению тех или иных временных таксонов. Так, например, при построении геохронологической шкалы четвертичного времени используется геохронометрия мелких, коротких циклов, при исследовании осадочных толщ более древних пород с целью стратификации изучаются циклы длительностью от нескольких десятков тысяч лет и более, при решении проблемы периодизации геологической истории Земли наибольшее значение имеет исследование циклов периодичностью 4—6, 15—20, 30—40, 150—200, 500—600 млн. лет и т. д.

При изучении гео- и морфоциклов следует обращать внимание на интерференцию циклов: наложение циклов разных таксонов друг на друга. Она усложняет реконструкцию циклов. При этом мобильные и стабильные фазы крупных циклов осложняются мобильными и стабильными фазами мелких ритмов [273, 275, 277, 279, 281, 287].

Изучая геологические и геоморфологические циклы, нужно учитывать, что дедуктивная схема Дж. Геттона, В. В. Белоусова и их последователей не соответствует действительности. Она рисует последовательную смену процессов погружения, осадконакопления, склад-

чатости, магматизма, поднятий. На самом деле все эти явления развиваются синхронно, активизируясь в мобильные фазы геоциклов. Так, например, интенсификация тектонических движений в мобильную фазу геоцикла ведет к погружению в одних районах и к поднятиям в других. В первом случае образуются впадины, в которых аккумуляция начинается с момента начала прогибания и продолжается непрерывно вплоть до компенсации впадины осадками (если это физически возможно). Конседиментационная складчатость сопровождается осадконакоплением; другие типы складчатости также проявляются в первой мобильной фазе геоцикла. В районах поднятий в результате тектонических движений происходит наложение новых складчатых и разрывных форм на ранее существовавшие, образуются возвышенности, которые одновременно расчленяются эрозией и подвергаются весьма активной денудации. Все эти процессы сопровождаются раскальванием земной коры, возникновением трещин и излияниями эффузивов, а на глубине — внедрением гранитоидов. Одновременно происходят процессы метаморфизма и эндогенной минерализации. В стабильную фазу устанавливается спокойный тектонический режим; затухают процессы складчатости, магматизма, вулканизма, эндогенной минерализации. В ранее созданных впадинах (если они не заполнены осадками в течение мобильной фазы) происходит осадконакопление, которое может продолжаться до конца цикла (если впадина обширна и не может быть компенсирована осадками). Денудация и аккумуляция при значительной продолжительности стабильной фазы выравнивают рельеф. Отрицательные формы заполняются осадками, а положительные сносятся. К концу цикла возникает полигенетическая поверхность выравнивания, состоящая из денудационных почти-равнин и аккумулятивных равнин того же возраста. Первые, захороняясь, образуют поверхности структурного несогласия.

Эта общая схема гео- и морфоцикла конкретизируется выделением двух типологических категорий: а) денудационных гео- и морфоциклов и б) аккумулятивных гео- и морфоциклов. Денудационные гео- и морфоциклы развиваются в районах прогрессирующего прерывистого воздымания (например, на щитах) и прогрессирующего по глубине денудационного среза. Гео- и морфоциклы этого типа следуют один за другим, если прерывистое поднятие продолжается в течение длительного времени. При этом в области денудации следы древних гео- и морфоциклов не сохраняются или наблюдаются в виде реликтов древних поверхностей выравнивания (Алданский щит, Балтийский щит и др.). При перемене знака движения денудационный гео- и морфоцикл сменяется аккумулятивным и поверхность денудационного выравнивания предыдущего денудационного цикла покрывается осадками и превращается в поверхность структурного (или стратиграфического) несогласия. Таким образом, субэральная поверхность несогласия говорит о денудационном гео- и морфоцикле, который пережила изучаемая территория. В геологических разрезах платформ о существовании денудационных гео- и морфоциклов

свидетельствуют поверхности географического и структурного несогласия. Длительность формирования последних позволяет оценить продолжительность гео- и морфоциклов.

Аккумулятивные гео- и морфоциклы развиваются в районах прогрессирующего погружения, сопровождающегося осадконакоплением. Каждому гео- и морфоциклу отвечает сложно построенное геологическое цикловое тело. Изучая геологические разрезы, следует выделять и описывать цикловые тела. Для Русской платформы они описаны, например, в трудах Н. Ф. Балуховского [8] и М. М. Грачевского [74]. При длительных погружениях аккумулятивные гео- и морфоциклы следуют один за другим, фиксируясь в чехлах платформ сложно построенными геологическими телами, залегающими друг на друге без перерывов или с небольшими перерывами и характеризующихся закономерной сменой геологических формаций. Если один регион испытывает поднятие (например, в области Воронежской антеклизы или Донецкого щита), а другой — одновременное ему опускание (например, в Московской синеклизе), то в них наблюдается синхронное развитие денудационного и аккумулятивного гео- и морфоциклов. В этих случаях образование циклового геологического тела аккумулятивного геодиакла отвечает формированию структурного несогласия. Таким образом, изучая геологические разрезы со структурными несогласиями, следует искать в смежных областях аккумуляции синхронные им цикловые геологические тела.

Горизонтальные и вертикальные неоднородности земной коры и верхней мантии обуславливают наличие следующих крупных основных геоструктурных элементов: а) геосинклинальных областей, б) мобильных эпигеосинклинальных складчатых и складчато-глыбовых областей, в) платформ и г) областей эпи платформенного тектогенеза. Глобальная ритмика гео- и морфоциклов в каждом из указанных геоструктурном элементе проявляется по-особому, отражаясь в специфике тектонических движений, создаваемых ими структурных формах, наборе геологических формаций, процессах складчатой и разрывной тектоники, вулканизма, магматизма, метаморфизма, минерогенеза [273, 275, 277, 279, 281, 287]. В самых общих чертах отличие состоит в том, что в геосинклиналях, а также в эпигеосинклинальных складчатых и складчато-глыбовых областях движения более энергичны и рельеф более контрастен (в мобильную фазу), чем на платформах.

Изучая гео- и морфоциклы платформ, следует различать в них гео- и морфоциклы плит (или собственно платформ) и гео- и морфоциклы щитов. В первых преобладают аккумулятивные, а во вторых — денудационные гео- и морфоциклы. Некоторые исследователи отрицают наличие цикличности в чехле платформ. Однако к настоящему времени она обнаружена в осадках всех систем в чехлах Русской, Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской, Северо-Американской и других платформ.

При палеогеоморфологических исследованиях крупных масштабов большое значение имеет изучение гео- и морфоциклов продолжи-

тельностью от года до десятков и первых сотен лет [8, 79, 99 и др.], которые представлены геологическими телами мощностью от сантиметров до нескольких десятков метров. Их изучение позволяет выявить смену обстановок осадконакопления, установить происходившие здесь трансгрессии и регрессии, восстановить условия морфогенеза, детально реконструировать историю геолого-геоморфологического развития и решить другие вопросы палеогеоморфологического анализа. Эти крупномасштабные исследования особенно эффективны при поисках экзогенных полезных ископаемых.

Метод анализа гео- и морфоциклов позволяет систематизировать геологические и палеогеоморфологические материалы в виде стройной картины циклического геолого-геоморфологического развития, выявить циклы разных порядков и особенности их проявления в разных районах, установить возраст циклов, реконструировать палеогеографические и палеогеоморфологические условия геологического прошлого, выделить аккумулятивные цикловые тела, которые нередко связаны с нефтегазоносными бассейнами, выявить денудационные циклы и оценить их роль в образовании полезных ископаемых, сделать прогнозную оценку на поиски полезных ископаемых.

Литература о геологической и геоморфологической цикличности обширна. Кроме упоминавшихся выше трудов можно сослаться и на другие работы [8, 11, 79, 99, 155, 201, 261 и др.].

Метод анализа «депрессивных циклов» предложен М. М. Грачевским [74]. Последние являются частным вариантом гео- и морфоциклов, развивающихся в «аккумулятивных» впадинах платформ (автор называет их «аккумуляционно-топографическими»). Впадины имеют тектонический или иной генезис и, заполняясь осадками, превращаются в «аккумулятивные». Заполнение впадин происходит в процессе циклических колебаний уровня бассейна. Применение этого метода позволяет выделить две фазы «депрессивного цикла»: 1) трансгрессивная фаза некомпенсации и 2) регрессивная фаза заполнения. Первой фазе отвечают погружения, препятствующие выполнению депрессий, второй — спокойный тектонический режим. Они совпадают соответственно с мобильной и стабильной фазами гео- и морфоциклов.

В первую фазу осадконакопление происходит на фоне активизации тектонических движений и сосредоточивается по окраинам трансгрессирующего бассейна на акватории шельфа. Происходит формирование тонкослоистых черных глинисто-карбонатных, высокобитуминозных, нередко кремнистых отложений типа ухтинского доманика, карпатских менилитовых сланцев или битуминозных граптолитовых сланцев. Эти умеренно батиальные отложения являются нефтепроизводящими и содержат рассеянную капельножидкую нефть. Обогащение органическими остатками характерно для осадков этой фазы, что обусловлено недостаточным поступлением минерального компонента. Морской доманиковый горизонт Волго-Уральской области мощностью 20—40 м включает более 280 млрд. т рассеянной нефти [74, 129]. В первой фазе вместе с органическим

компонентом накапливаются фосфор, молибден, ванадий, селен, нередко имеющие промышленные концентрации.

Во вторую фазу основное осадконакопление перемещается во впадину, которая выполняется от краев к центру. В зависимости от климата накапливаются терригенные или галогенные осадки. Здесь терригенные отложения более крупнозернисты в верхних горизонтах, в отличие от прямой (сверху вниз) гранулометрической последовательности в толщах, выполняющих эрозионные впадины. Наблюдается регрессивная смена осадков от более глубоководных к мелководным, от морских к континентальным, в верхах которых присутствуют погребенные почвы и угли. Иногда подобная последовательность повторяется неоднократно (Донбасс, Камско-Кинельская впадина). Галогенный вариант характеризуется последовательным отложением ангидрита, галита и сильвинита, указывающих на прогрессирующее осолонение бассейна. Увлажнения климата отмечаются обратной последовательностью слоев и перекрывающей их красноцветной пресноводной глиной.

М. М. Грачевский [74] подчеркивает палеогеоморфологические аспекты этого метода, отмечая, что нефтенакопление обуславливается палеогеоморфологической обстановкой и зависит от некомпенсированной субаквальной седиментации и определенной глубины водоема, а не от его солености или степени изоляции. При некомпенсированном осадконакоплении и недостатке минерального компонента (в основном глины) из планктогенного органического материала образуются фосфатные отложения, а углерод удаляется в виде углекислоты.

Описываемый метод позволяет реконструировать историю геолого-геоморфологического развития «аккумулятивных» впадин. Основу ее составляют многократно чередующиеся циклы разных таксонов. Изучение циклов дает много материалов о погребенных формах рельефа, условиях их формирования и захоронения. Так, например, если в первую фазу происходит отложение карбонатных толщ на шельфе, то вдоль его окраины формируются барьерные рифы, отделяющие мелководье от более глубокой части бассейна. Последовательное смещение осадконакопления от периферии к центру впадины во вторую фазу при галогенном варианте цикла обуславливает образование мощного «ангидритового вала» по периферии впадин, представляющего собой аккумулятивную террасу, сменяющуюся к центру аккумулятивной террасой того же уровня, сложенной солью.

Метод позволяет установить, выполнялась ли впадина осадками в течение одного цикла и как часто возобновлялось ее образование (возрожденные «аккумулятивные» впадины). Так, например, многократно возрождающаяся впадина существовала на территории Донбасса в средне- и позднекаменноугольное время с терригенным осадконакоплением и амплитудами рельефа до 100 м [74]. Примером возрожденной впадины с галогенным выполнением является Днепровско-Донецкая впадина в раннепермское время (бахмутская серия). К другому типу относятся впадины, не выполняемые осадками

в течение одного цикла и остающиеся длительно некомпенсированными, которые М. М. Грачевский [74] называет унаследованными. Для этих впадин характерны «дельтообразные напластования» и первичные наклоны в сторону бассейна не только терригенных и галогенных, но и карбонатных пластов трансгрессивных фаз циклов, а также залегание осадков разных циклов на одном палеогипсометрическом уровне [74, с. 59]. Более полную характеристику метода можно найти в работе М. М. Грачевского [74].

Метод анализа палеогеографических, литолого-палеогеографических и палеогеологических карт. Эти карты необходимо изучать как в первые этапы палеогеоморфологических исследований, так и в последующие. Первое ознакомление с ними позволяет составить общее представление о древнем рельефе и его изменении в различные этапы геологического прошлого. Однако в дальнейшем на этих картах палеогеоморфолога будет интересовать не столько рельеф (информация о нем обычно очень схематична), сколько данные по литологии, фациям и другим компонентам этих карт. Примером их могут служить карты в палеогеографических атласах [5, 6, 7].

В «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы» на картах нанесены литологические и палеогеографические данные для всех ярусов осадочной толщи и даны палеотектонические карты. Условными знаками на картах показаны фации или их чередование. С помощью цвета изображена палеогеографическая обстановка — морская или континентальная. В пределах моря выделяются шельф (мелкая и относительно глубокая его часть), батинальная область, заливы и лагуны с повышенной или пониженной соленостью и пр. На суше показаны прибрежные равнины, равнины с большим количеством озер и болот, аллювиальные равнины, горная суша, подножия гор, достоверные и предполагаемые области четвертичного и древних размывов. Стрелки указывают направление сноса обломочного материала. В областях аккумуляции изопакитами показаны мощности отложений, образовавшихся в течение картируемого этапа. Нанесены сведения о полезных ископаемых (нефть, битумы, угли, железные руды, фосфориты и др.), позволяющие оценивать палеогеоморфологические условия их формирования. Те же принципы положены в основу составления карт в «Атласе палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР» [7]. Кроме вышеотмеченных условных знаков здесь показаны приподнятая и низкая суша, флювиогляциальные равнины, а на ряде карт (неоген и антропоген) выделены даже речные долины.

Палеогеологические карты платформ обычно составляются для перерывов в осадконакоплении. На них отражаются дислокации, существовавшие до отложения осадков, покрывающих поверхность перерыва. Последняя принимается при построении карт за горизонтальную или слабо наклонную, так как предполагается, что к концу перерыва денудационные процессы уничтожили все неровности рельефа.

Однако в действительности на поверхности перерыва сохраняются в той или иной степени положительные и отрицательные формы рельефа, образующие морфоструктуры 2-го и 3-го порядка. Морфоструктуры 1-го порядка при любой длительности перерыва и любой интенсивности денудации, как правило, остаются выраженными в рельефе до погребения под молодыми осадками. Они могут вычитываться с карт. Положительные морфоструктуры в ряде случаев могут диагностироваться по овальным или округлым выходам более древних пород в сводах с окаймляющими их концентрически полосами более молодых отложений.

На участках распространения карстующихся пород могут существовать отрицательные карстовые формы рельефа. Присутствие их определяется путем изучения фаций и мощностей отложений, перекрывающих эти формы. Наличие пятен молодых осадков среди более древних и увеличение их мощности позволяют определить отрицательные формы рельефа любого генезиса.

Анализ палеогеологических карт дает возможность восстановить рельеф поверхности изучаемого перерыва, существовавшие в то время положительные и отрицательные морфоструктуры 2-го и 3-го порядков, а также морфоскульптуры (карстовые, эрозионные формы, долины и русла рек, дельты и др.), их конфигурацию и простираание. Восстановление мощности пластов, уничтоженных денудацией на сводовых частях локальных положительных морфоструктур (возвышенностей), путем изучения мощности одноименных пластов в соседних участках аккумуляции позволяет определять высоты положительных или глубины отрицательных форм рельефа, существовавших до эпохи выравнивания. Анализ серии палеогеологических карт и их сопоставление с геологической картой современного этапа дают возможность установить начало возникновения морфоструктур и особенности их развития.

Сравнительный анализ палеогеологической карты любого «временного среза» и карты изопахит трансгрессивно залегающего выше горизонта помогает установить особенности рельефа к концу перерыва (наличие возвышенностей и понижений, глубину расчленения поверхности, конфигурацию и размещение неровностей в пространстве), определить возраст и выявить некоторые закономерности его развития. Изопахиты являются одновременно и изогипсами погребенного рельефа поверхности к концу перерыва (см. раздел 4.2).

Примеры палеогеологических карт опубликованы в «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» [5]. Фрагмент палеогеологической карты показан на рис. 9.

Анализ палеофациальных, литолого-палеогеографических и палеогеологических карт дает довольно обширную информацию, которая может быть использована для качественной характеристики рельефа как небольших участков (отдельных морфоструктур и морфоскульптур), так и крупных областей погребенного рельефа.

Показанное на картах распространение суши и моря позволяет восстановить общие черты геологических и физико-географических условий морфогенеза, установить комплекс господствующих релье-

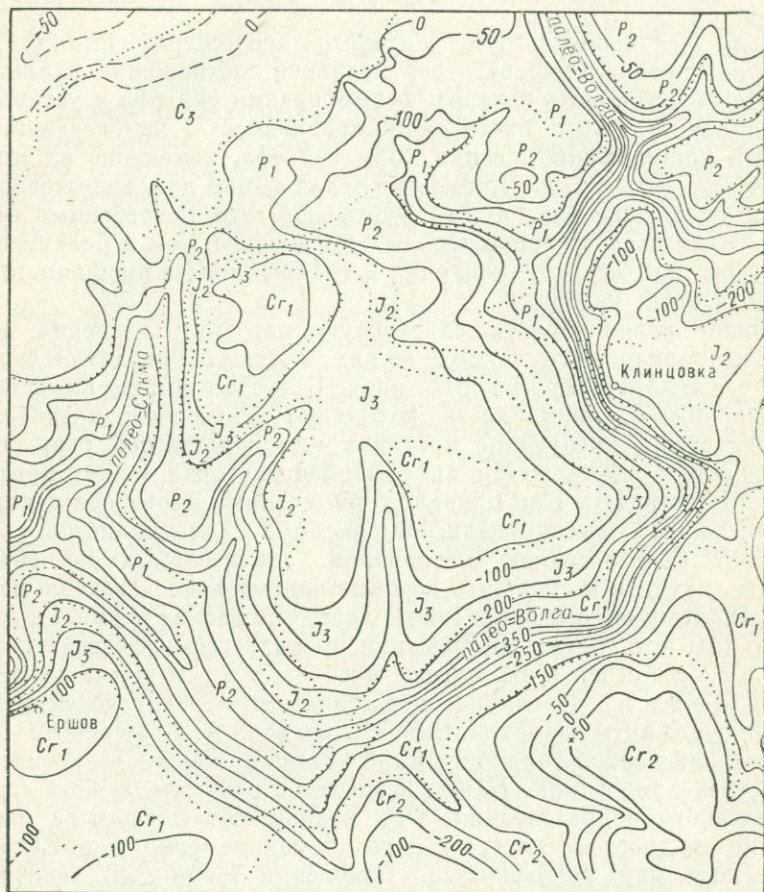


Рис. 9. Фрагмент палеогеологической карты северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы. Составил В. Б. Лившиц, 1964 г. [249].

1 — изолинии доакчагыльского рельефа; 2 — геологические контуры.

ефообразующих процессов, характер их взаимодействия в пространстве и времени. В зависимости от масштаба и детальности карт в пределах суши и моря можно выявить отдельные типы рельефа и их распространение, установить их генезис, определить локальные возвышенности и понижения, русла рек, дельты, подводные и надводные возвышенности и т. д. Информация, содержащаяся на картах,

позволяет охарактеризовать и некоторые морфологические черты, очертания в плане, горизонтальные размеры погребенных форм. Чем меньше отрезок времени, для которого составлены карты, тем больше возможностей они дают для детальной характеристики рельефа.

Серия разновозрастных литолого-палеогеографических карт позволяет проанализировать вертикальное соотношение фаций, что помогает восстановить историю формирования рельефа и установить закономерности этого процесса (направленность, унаследованность и т. д.), время возникновения форм рельефа, изменение их морфологических черт и т. д. Применяя анализ фаций для палеогеографических реконструкций, нужно учитывать, что погребенные фации могут отличаться от современных (чем древнее, тем в большей степени), так как осадконакопление в геологическом прошлом происходило в иных условиях.

Можно рекомендовать следующую методику изучения карт: вначале анализировать каждую из них, а затем переходить к сравнительному анализу карт разных типов. При этом обычно выявляются определенные закономерности, возникают новые идеи, предположения, гипотезы, требующие проверки или дальнейшей разработки; исследователь обогащается информацией, которая может привести к важным выводам. Как правило, описываемые карты составляются коллективами высококвалифицированных специалистов. Они содержат квинтэссенцию материалов, значительных по объему, собрать, изучить и обобщить которые одному исследователю не по силам. Поэтому описываемые карты являются весьма ценным и содержательным источником информации по палеогеоморфогенезу.

Метод анализа карт изопахит и мощностей отложений. Наглядное представление о распределении мощностей дают карты изопахит. Они, как отметил А. И. Леворсен [131], представляют собой хороший способ показа на картах геологических тел в трех измерениях. Карты изопахит строят для любого стратиграфического подразделения. Они показывают площадное распределение мощностей, которые нередко закономерно или локально возрастают или уменьшаются. Изменения мощностей зависят от тектонических движений различных знаков, рельефа, существующего до начала образования осадков, а также комплекса денудационных процессов, среди которых важную роль играют эрозионный смыл и размыв.

Анализ карт изопахит и мощностей осадков позволяет восстановить рельеф, существовавший до начала седиментации, получить его морфографическую характеристику, выделить отдельные формы, установить закономерности их распространения и развития на протяжении определенного этапа рельефообразования (см. в разделе 4.2 «Метод реперных поверхностей»). Генезис форм устанавливается при помощи анализа фаций (см. в разделе 4.2). Анализируя серию карт изопахит, составленных в хронологическом порядке, можно восстановить время возникновения и развития морфоструктур

различных порядков в течение всей истории формирования земной коры, а также отдельных этапов рельефообразования.

Карта изопахит использовалась И. М. Губкиным [77] при поисках погребенной долины. Изопахиты вырисовывали на карте речное русло (см. рис. 5). Обычно поиски погребенных долин (балок) довольно сложны и требуют применения комплекса критериев. Как правило, основание отложений должно быть вогнутым, так как песок и гравий, заполняющие существовавшую ранее долину, залегают в виде линзы, а кровля занимает большую поверхность по сравнению с основанием; отложения состоят из разнообразного материала, а поэтому текстура, состав, размер зерен резко меняются; и, наконец, карта речных отложений дает извилистый рисунок типа меандров, аналогичный контурам заводей вдоль рек [132]. Н. И. Марковский [142, 143] считает, что при выявлении погребенных русел рек, при густой сети скважин, следует учитывать линзовидное залегание русловых песчаников.

Метод анализа мощностей широко используется в палеогеоморфологических исследованиях. Он разработан В. В. Белоусовым [15, 16, 17], который считает, что распределение мощностей зависит только от тектонических движений. Применяя и совершенствуя данный метод, ряд исследователей полагает, что, анализируя мощности, необходимо учитывать фациальные особенности отложений. Зависимость мощностей от фаций отмечается во многих работах [113, 295, 299 и др.].

С. С. Шульц и Е. П. Брунс [295] для анализа истории развития структурных форм (в частности, конседиментационных) разработали метод структурно-фациального анализа, основанный на выявлении закономерной изменчивости осадочных отложений в зависимости от местоположения их в изучаемой структуре. Он включает сравнительное изучение мощностей осадочных отложений, сочетаемое с исследованием особенностей их строения, состава и фаций. Изменения фациального состава позволяют судить об условиях формирования структуры.

М. М. Тетяев [247] и В. В. Белоусов [17] считали тектонические движения главным фактором формирования мощностей осадочных толщ. Они полагали, что рельеф никакого влияния на этот процесс не оказывал. Однако, как это отмечено А. Л. Яншиным и Р. Г. Гарецким [299], восходящие движения создают возвышенности, нисходящие же приводят к образованию отрицательных форм макро-рельефа (аллювиальных равнин, озер и морей), предопределяя тем самым расположение областей денудации и аккумуляции. Отметим, что тектонические движения создают не только макро-, но и мезо- и микроформы рельефа, влияющие на процессы денудации и аккумуляции и их пространственное размещение. Поэтому следует сделать вывод о том, что влияние тектоники на процесс осадконакопления, а следовательно, на формирование и пространственное размещение мощностей осуществляется через рельеф, являющийся одним из элементов палеогеографической обстановки [54].

Зависимость мощностей от особенностей рельефа отмечена многими исследователями. Так, например, И. М. Губкин [77], построив карту мощностей рукавообразной залежи нефтеносной толщи, показал обусловленность мощностей осадков и их распространения рельефом русла реки (см. рис. 5). Б. М. Келлер [105] отметил, что на распределение мощностей большое влияние может оказать рельеф, в частности эрозионный. Ю. А. Косыгин [113] также подчеркивает большое влияние рельефа на распределение мощностей в процессе осадконакопления.

Тесная зависимость мощностей отложений от рельефа является основой, позволяющей использовать метод анализа мощностей в палеогеоморфологии для восстановления первичного облика погребенного рельефа как обширных территорий, так и небольших участков, вплоть до выявления отдельных форм и реконструкции истории развития рельефа. Анализ мощностей отложений дает возможность дополнить качественную характеристику рельефа, полученную методом анализа фаций, количественными показателями.

Анализ мощностей отложений позволяет восстановить не только рельеф подстилающей их поверхности, но одновременно вскрыть изменения, которые произошли в результате дифференциации тектонических движений за время формирования изучаемых осадков. При этом принимается, что осадконакопление компенсировало тектонические движения. Правда, следует сразу же оговориться, что не все исследователи придерживаются этого взгляда. Некоторые из них [169, 299] полагают, что в истории развития Земли имело место как компенсированное, так и не компенсированное осадконакоплением тектоническое прогибание геосинклиналией, краевых прогибов и платформ. По мнению других исследователей [260, 261], в пределах эпиконтинентальных морей, глубина которых редко превышает 200 м, происходит полная компенсация прогибания осадконакоплением. На платформах же моря, как правило, были мелководными, что позволяет применить метод при палеогеоморфологическом анализе платформ. Положение о том, что осадконакопление компенсирует движения земной коры, применимо не только к обширным территориям, но и к участкам меньших размеров. Это расширяет область применения анализа мощностей для целей палеогеоморфологии.

Между мощностями осадков и направлением тектонических движений существует прямая связь. Увеличение мощности свидетельствует о прогибании и, следовательно, о соответствующих изменениях в морфоструктурных чертах рельефа поверхности земной коры. Уменьшение мощности или полное отсутствие отложений конкретного этапа указывает на поднятие участка и выраженность его в рельефе возвышенностью.

Существует также зависимость между характером развития морфоструктур и мощностями. При непрерывно-прерывистом формировании от этапа к этапу мощности по вертикали изменяются неравномерно: одни слои могут иметь слабо изменяющуюся мощность,

другие будут значительно утонены и, наконец, третьи могут отсутствовать. Изменение мощностей хорошо заметно на небольших участках. Так, например, анализ мощностей свидетельствует о существовании обособленных локальных морфоструктур на погребенных равнинах, возникших на различных этапах рельефообразования каледонского, герцинского и альпийского мегаэтапов в пределах современной Приднепровской низменной равнины. На сводовых частях локальных морфоструктур она меньше, чем мощность одно-возрастных отложений, не только на прилегающих, но и на отдельных недислоцированных участках низменности. Анализ мощностей слоев последовательно откладывающихся осадков позволяет раскрыть историю развития локальных морфоструктур. В тех случаях, когда на участках равнины, прилегающих к погребенным возвышенностям, наблюдается аномальное увеличение мощности, это свидетельствует о существовании здесь локальных понижений.

Метод анализа мощностей используется для определения гипсометрии аккумулятивных равнин. Так, например, по А. Л. Яншину и Р. Г. Гарецкому [299], этот метод может быть применен для характеристики аллювиальных равнин в случаях, когда слагающий их аллювий фациально замещается морскими осадками. Можно предположить, что они образовались на отметках не выше 200 м, и ограничиться при анализе мощностей гипсометрической поправкой в пределах этой величины.

В настоящее время существуют аллювиальные равнины (например, Западно-Сибирская низменность, низменность низовьев р. Хуанхэ и др.), образовавшиеся в обширных областях погружения земной коры. Для них характерны небольшая абсолютная высота, выровненность рельефа, очень пологие углы наклонов поверхности, речная сеть с замедленным течением, блужданием русел, широкими плоскими долинами и низменными междуречьями, многочисленными мелкими озерами и обширными болотами. Если какой-либо участок такой равнины опускается, то ближайшая река по образовавшемуся наклону поверхности приближается к нему и заносит его своими отложениями. Если же равномерно опускается вся аллювиальная равнина при неизменном базисном уровне, то русла рек, окаймленные прирусловыми валами, оказываются выше междуречий. Прорыв этих валов, река направляется на нижележащие междуречья, на которых после последовательного блуждания вырабатывает новое русло. Так происходит процесс аккумулятивного выравнивания равнин. Аллювиальные равнины, прилегающие к морю, полого и постепенно поднимаются над уровнем моря. Если во время прогибания река приносит недостаточное количество аллювия, то море начинает наступать и заливать ее низовья. Если же река приносит материала больше, чем нужно для компенсации прогибания, то начинает формироваться дельта, выдвигающаяся в море. Таким образом возникают обширные аллювиально-дельтовые равнины. Для последних применимо положение В. В. Белоусова о том, что континентальные отложения накапливаются в небольшом диапазоне отметок (от 0 до +100 м).

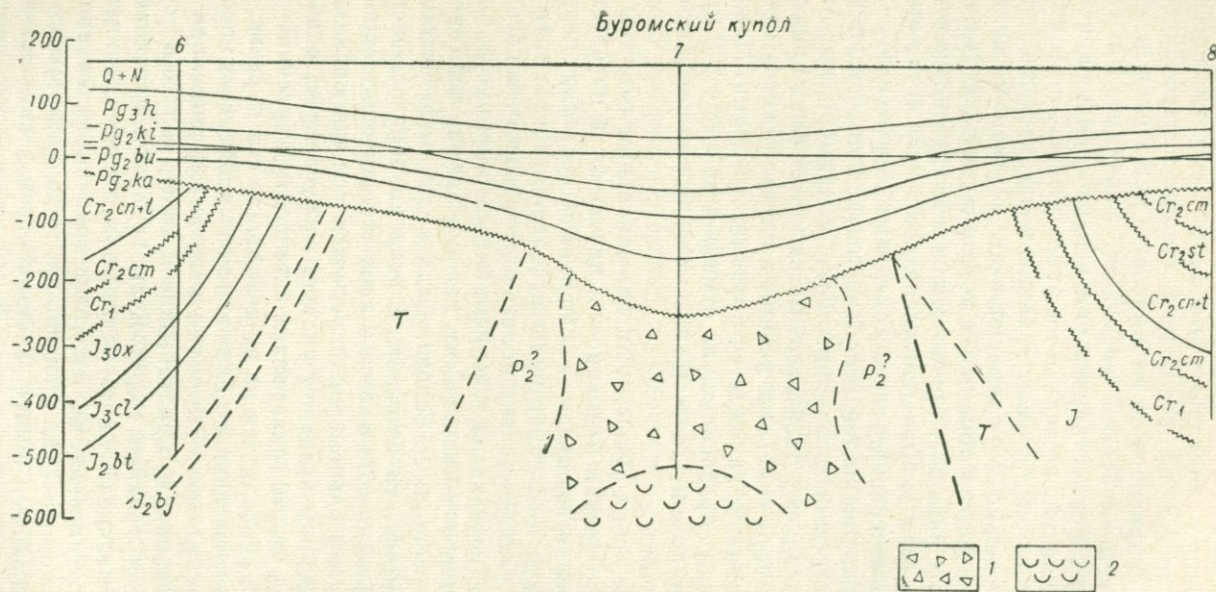


Рис. 10. Геологический разрез через Буромскую структуру. Составил К. С. Супрунюк [54].

1 — кепрок (брекчия); 2 — свод соляного штока.

Характеристика рельефа равнин может быть дана на основании изучения мощности морен. Последние откладываются на неровной доледниковой поверхности. Мощность морены поэтому связана с неровностями рельефа и в меньшей степени с тектоническими движениями. Следовательно, анализ мощности морены позволяет охарактеризовать гипсометрические черты рельефа погребенной под ней древней поверхности.

Анализируя мощности толщ, можно также выявить карстовые формы рельефа. Примером служит анализ рельефа датско-раннепалеоценовой равнины в пределах Приднепровской низменности. Ее рельеф усложняли тектонические возвышенности; некоторые из них венчались вершинами, созданными соляным тектогенезом. Соляные штоки здесь были приподняты и подвергались воздействию подземных вод и карстообразованию. Анализ мощностей эоценовых отложений, заполнивших впоследствии карстовые ванны, дает возможность определить их очертания и размеры. Одна из таких карстовых впадин хорошо выражена в своде Буромской возвышенности (рис. 10).

Анализ мощностей дает возможность определить относительный возраст как положительных, так и отрицательных форм рельефа. В простом случае этот процесс можно представить следующим образом: пусть возвышенность сложена толщами А, В, В и Г, из которых первые две имеют одинаковую мощность по сравнению с прилегающими участками, а третья (В), более молодая, характеризуется ее уменьшением в сводовой части (рис. 11, а). Следовательно, в период отложения толщ А и В не было возвышенности и поэтому осадки повсеместно имеют одинаковую мощность. В период же отложения толщ В начала формироваться возвышенность. В связи с этим в сводовой части мощность толщ В уменьшилась, что говорит о выраженности возвышенности в рельефе и датирует время ее формирования. Если отмечается редуцированность мощностей более молодых толщ по сравнению с толщей В, то это говорит о том, что возвышенность продолжает существовать и развиваться (рис. 11, б). В другом случае редуцированной в своде может быть средняя толща (В), а подстилающая и покрывающие ее толщ (А, В и Г) имеют нормальную мощность (рис. 11, в). Это значит, что возвышенность существовала в течение формирования толщ В, а затем была погребена под молодыми осадками. В последнем случае идентичность мощностей на своде и периферических частях существующего ныне

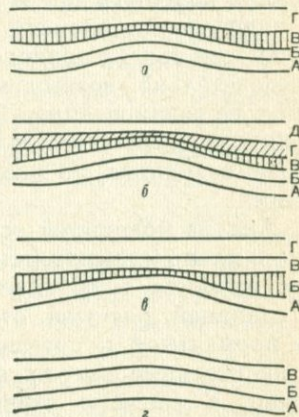


Рис. 11. Определение выраженности локального участка поверхности в рельефе и его относительного возраста, по В. И. Галицкому [54].

поднятия свидетельствует о том, что в периоды *A*, *B* и *B* этот участок представлял собой плоскую равнину (рис. 11, *э*).

Изменение мощностей отложений может вызываться различными причинами: в одних случаях тектоническими, в других — денудационными процессами, в частности эрозийными (смывом и размывом). Роль эрозийных процессов в формировании мощностей отложений подчеркивается во многих работах [195, 209, 299 и др.].

Для определения причин уменьшения мощности отложений или их полного отсутствия необходим анализ фаций в пределах возвышенности и прилегающих к ней пространств, на которых сохранилась полная мощность данных отложений. Это помогает избежать ошибки в определении времени формирования рельефа. Если уменьшение мощности толщи происходит одновременно с изменением фаций, то, следовательно, возвышенность существовала и формировалась в период ее седиментации. Если мощность уменьшилась за счет уничтожения верхней части толщи, что устанавливается при помощи фациального анализа, то размыв произошел в конце или после ее отложения.

Анализ мощностей осадков дает возможность определить очертания в плане и высоту (или глубину) отдельных морфоструктур и морфоскульптур. Очертания форм рельефа в одном случае совпадают с границей размыва отложений, в другом — с линией перехода от нормальной к повышенной или пониженной мощности осадков. Относительные высоты или глубины отдельных форм рельефа, конечно, с какой-то степенью приближенности можно установить, сравнивая мощности одновозрастных отложений на исследуемых и сопредельных участках с нормальной мощностью осадков. Местное уменьшение или увеличение мощности будет соответственно указывать на высоту возвышенности или глубину понижения. Если на возвышенности отложения размыты, то для определения ее относительной высоты следует восстановить мощность уничтоженных осадков. Делается это путем изучения нормальной мощности одновозрастных отложений на соседних площадях.

При определении относительной высоты или глубины форм рельефа следует учитывать уплотнение осадков после отложения и захоронения (см. раздел 3.3). Зная мощность погребенного слоя и коэффициент его уплотнения под влиянием давления, можно восстановить его мощность к моменту погребения. Высота или глубина форм рельефа будет всегда больше мощности слоев уплотненных пород, участвующих в их строении.

Метод анализа палеотектонических карт и профилей. Основан на том, что на палеотектонических картах отражены особенности тектонического развития территории в геологическом прошлом, которые необходимо учитывать при палеогеоморфологическом анализе. Выделяются три типа палеотектонических карт [261].

1. Палеотектонического районирования, на которых показаны основные геоструктурные элементы соответствующего этапа (плат-

форменные, геосинклинальные области, а в их пределах — синеклизы, антеклизы, срединные массивы, геосинклинали и другие структурные формы).

2. Палеотектонические карты, на которых кроме структурных единиц показано распределение формаций и их мощностей. К ним, в частности, относятся палеотектонические карты, помещенные в «Атласе...» [5]. На них разным цветом показаны платформы и геосинклинали, области поднятий и опусканий, оттенками цветов обозначена величина опусканий, выраженная в мощностях, и относительная интенсивность поднятий. Красными линиями обозначены активные разломы. Карты первого и второго типов отражают условия тектонического развития в течение длительного отрезка времени.

3. Палеотектонические карты, показывающие структуру, сложившуюся к концу определенного типа тектонического развития, т. е. отражающие условия определенного момента.

Тектоника определяет морфоструктуру рельефа и является ведущим агентом, изменяющим погребенный рельеф, обуславливая необходимость использования палеотектонических карт при палеогеоморфологическом анализе. Анализ этих карт позволяет составить общую характеристику рельефа крупных территорий, выявить тектонические процессы, проявляющиеся в пределах структур 1-го порядка (синеклизах, антеклизах и пр.), и их роль в формировании морфоструктур. Серия карт, составленных для следующих друг за другом этапов, дает возможность проследить историю развития главнейших морфоструктурных особенностей погребенного рельефа.

Большую информацию можно получить также, изучая палеотектонические профили или их серии для отдельных этапов тектонической истории. На них наглядно вырисовываются зарождение и развитие тектонических структур, особенности формирования, связь с геологическими формациями, их выражение в рельефе земной поверхности. Анализ серии палеотектонических профилей позволяет проследить поэтапное развитие рельефа целого региона или отдельной структуры. В качестве примера рассмотрим историю развития Роменской локальной морфоструктуры [9], размещающейся на Приднепровской низменности (рис. 12). Она начала развиваться в девоне. Мощные толщи каменной соли, образовавшиеся в позднедевонскую эпоху, уже к началу каменноугольного периода сформировали ядро будущего соляного штока. Быстрый рост соляной структуры происходит в раннепермскую эпоху. На поверхности предпозднепермской равнины она образовала локальную возвышенность. Денудационные процессы сильно разрушили ее сводовую часть, и соляной шток оказался близко к поверхности. Под влиянием грунтовых вод соль растворялась. Находившиеся в ней обломки нерастворимых пород образовали брекчию выщелачивания, слагающую кепрок на своде соляного штока. В поздней перми и последующие эпохи мезозойской эры развитие Роменской структуры происходило конседиментационно. Некоторое усиление роста, приведшее к образованию холма, произошло в конце поздней перми и в начале триаса, а также

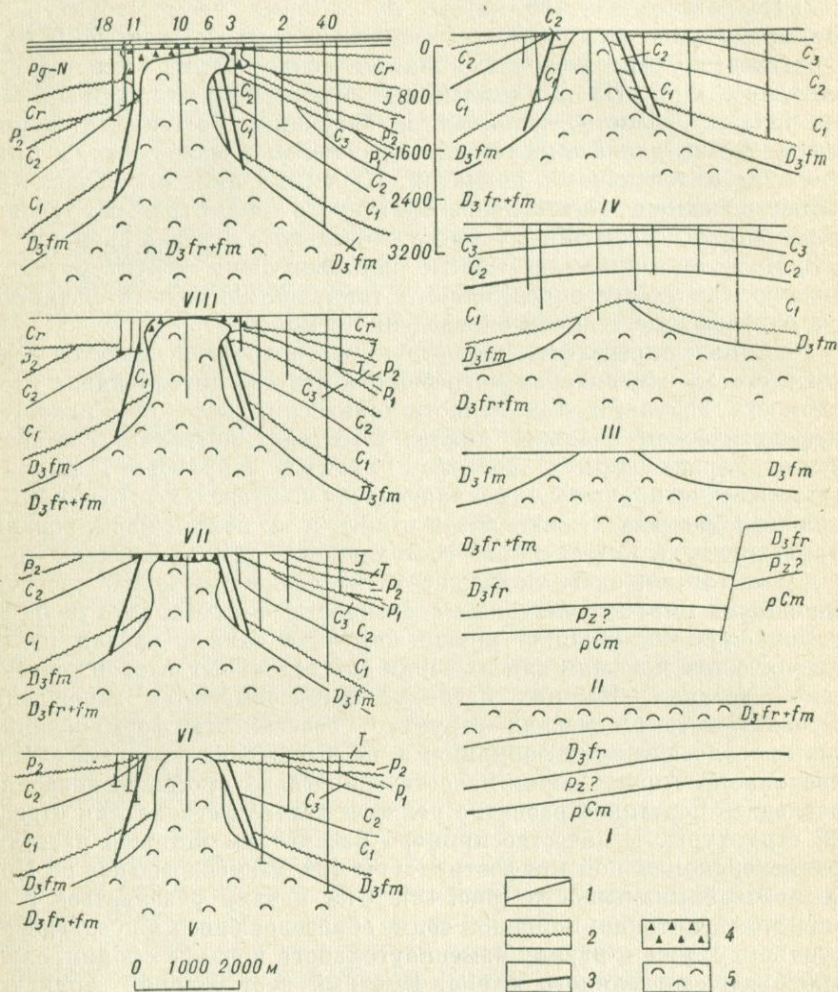


Рис. 12. Схематические палеотектонические продольные профили через Роменский соляной шток, по И. Г. Баранову, 1965 г. [54].

1 — границы стратиграфических комплексов; 2 — стратиграфические и угловые несогласия; 3 — тектонические нарушения; 4 — брекчии кепрока; 5 — верхнедевонская каменная соль. Этапы развития структуры к началу: I — надсолевого позднего девона, II — каменноугольного периода, III — поздней перми, IV — триасового периода, V — юрского периода, VI — мелового периода, VII — палеогена, VIII — современного этапа.

на границе триаса и юры. В раннем мелу структура вновь испытывает интенсивное развитие. Образовавшаяся возвышенность усиленно разрушается. С ее вершины сносятся отложения, залегающие над кепроком соляного штока. В последующие этапы испытывает поднятие только соляной шток, свод которого был все время обнажен. С начала раннего мела до палеогена включительно соль в своде штока выщелачивалась, а мощность брекчии увеличивалась, достигнув к концу палеогена 300 м, а к современной фазе — почти 500 м. Давление большой массы брекчии вызвало перемещение соли от центральной части свода штока к его периферии. В центре свода образовалось понижение, а по краям штока — соляной карниз. Анализ палеотектонических профилей показывает неравномерность в развитии и различную степень выраженности в рельефе южного и северного крыльев структуры. Это зафиксировано в стратиграфическом разрезе и мощностях разновозрастных слоев. Разрез северного крыла более полный. В нем отсутствуют только нижнемеловые, пермские и верхнекаменноугольные отложения. На южном же крыле уничтожены осадки от нижнемеловых до верхнекаменноугольных включительно. Мощности сохранившихся разновозрастных слоев (нижнекаменноугольных, верхнемеловых и особенно палеогеновых) на северном крыле структуры меньше, чем на южном.

Метод бурения и изучения керна — один из основных способов получения фактических материалов о геологическом разрезе верхней части земной коры. Технические возможности позволяют бурить до глубины 7 км и более. Большинство скважин на нефть и газ имеет глубину 1,5—3,5 км. Наиболее богатые материалы дает вращательное колонковое бурение, позволяющее извлекать керн. Документация керна и его последующее изучение дают возможность составить геологический разрез, вскрываемый скважиной, и привязать выделенные в нем геологические напластования к определенным гипсометрическим отметкам.

Образцы пород из керна подвергаются петрографическому, литологическому, литолого-фациальному, минералогическому, гранулометрическому, спектральному, химическому и другим видам анализов. Изучаются включения, прослои, линзы, конкреции, содержащиеся в породах. Исследуются структура и текстура пород и их изменения в пространстве. Керн дает возможность изучить границы между геологическими напластованиями, описать явления согласного залегания и постепенного перехода одних пород в другие, наличие размывов, структурных несогласий, стратиграфических перерывов, установить их возраст и длительность, условия залегания пород, степень и характер их дислоцированности, наличие и характер разрывных нарушений. Тщательно изучаются остатки животных и растений, микрофлора (споры, пыльца, диатомовые и другие водоросли и т. д.), микрофауна (радиолярии, фораминиферы и т. п.), определяется относительный геологический возраст пород по палеонтологическим данным. Отбираются образцы для определения абсолютного возраста радиохимическими методами или для палеомагнит-

ного изучения. Для последнего берут только ориентированные образцы. Изучаются все обнаруженные в кернах полезные ископаемые. Особое внимание обращают на исследование кор выветривания и продуктов их переотложения, возможных коллекторов нефти и газа, прибрежно-морских и аллювиальных отложений, перспективных на россыпные месторождения, и других типов отложений, с которыми могут быть связаны полезные ископаемые.

Поверхности структурного несогласия, кровли пластов, поверхности размыва и другие поверхности ограничения геологических тел являются погребенным рельефом, в той или иной степени подвергшимся метаморфозу. В кернах скважин они доступны визуальному изучению. Таким образом, исследователь имеет возможность изучить эволюцию рельефа в данном пункте земной поверхности начиная с древнейших времен (многие скважины вскрывают кристаллический фундамент платформ) и до настоящего времени, исследовать процессы метаморфоза, выделить этапы и циклы развития рельефа. Результаты изучения вещественного состава пород дают возможность реконструировать палеогеографические условия формирования осадков и палеорельефа.

Выше приведен далеко не полный перечень анализов, обычных при комплексном изучении керна. На практике, однако, последнее нередко ограничивается решением каких-либо специальных задач. Выделяется несколько типов бурения в зависимости от поставленных задач: а) опорное, б) картировочное и в) специальное. Кроме того, по локализации скважин различают: а) бурение единичными скважинами, б) бурение по профилям, в) бурение по сетке. Скважины опорного бурения разбуриваются в тех пунктах, в которых можно ожидать вскрытия наиболее полного и типичного разреза, характеризующего какой-либо геологический регион. Керна этих скважин подлежат комплексному изучению. Картировочное бурение ставится в закрытых районах, к которым относятся и платформы. В этом случае скважины располагаются по определенной сетке, обеспечивающей составление геологических карт в заданных масштабах на различные временные срезы. Специальное бурение имеет целью поиски полезных ископаемых (нефть, газ и др.), водоснабжение разных объектов народного хозяйства и решение других задач.

Наиболее ценные данные получают из скважин, пробуренных по профилям и сеткам. В этих случаях освещается геологическое строение обширных территорий. Этот метод дает возможность проследить изменение геологических напластований в латеральном и вертикальном направлениях, фациальные переходы одних пород в другие, произвести фациальный и формационный анализ, тектонический анализ, проследить эволюцию тектонических форм в пространстве и во времени. Особенно много он дает для познания погребенного рельефа, так как в этом случае появляется возможность более глубокого его изучения.

Недостатком метода является неполный выход керна, что обуславливает разорванность изученных частей разреза.

Метод палеогеоморфологического анализа геологического разреза (профиля). Изучение погребенного рельефа необходимо начинать анализом геологического разреза (профиля) исследуемой территории, для того чтобы можно было представить общую картину особенностей формирования рельефа и в соответствии с этим выбрать методы палеогеоморфологического анализа.

В геологическом разрезе (профиле), состоящем из слоев горных пород различного генезиса, часто разделенных перерывами, зафиксированы изменения, происходившие в то время, когда та или иная погребенная поверхность на определенных этапах геоморфогенеза располагалась на земной поверхности, формируясь в субаэральных или субаквальных условиях. Изучение геологического разреза (профиля) дает возможность восстановить, какие рельефообразующие процессы господствовали на данном конкретном этапе геологического прошлого и как они изменялись от одного этапа к другому (см. рис. 12), в каких физико-географических условиях (морских или континентальных) происходило развитие рельефа, насколько близко располагалась суша и какой была ее высота в то время, когда шло накопление осадочных толщ в море.

Особенно тщательного изучения требуют перерывы в осадко-накоплении. Это различные по продолжительности, иногда очень крупные этапы субаэрального рельефообразования, в течение которых господствовал комплекс разнообразных денудационных процессов. На протяжении каждого такого этапа возникали формы и типы рельефа, характерные для суши (морфоскульптуры различного генезиса, а также морфоструктуры, претерпевшие изменения под влиянием денудационных процессов). В это время формировались полигенетические поверхности выравнивания, включающие денудационные и аккумулятивные наземные равнины, абразионные и аккумулятивные морские подводные равнины и т. д.

Палеогеоморфологический анализ геологического разреза (профиля) помогает выявить опустившиеся и поднявшиеся в разное время участки земной коры, нашедшие свое отражение в отрицательных и положительных формах рельефа (см. рис. 12), участки, претерпевшие изменения после захоронения; детализация и уточнение истории формирования рельефа производятся при помощи других методов. Общий палеогеоморфологический анализ геологического разреза (профиля) дает возможность: 1) восстановить общий ход развития земной коры и рельефа ее поверхности; 2) реконструировать условия рельефообразования (геологические, тектонические и физико-географические) и направленность их изменений; 3) установить этапы рельефообразования и, в частности, эпохи морского и континентального развития; 4) установить господствующие комплексы рельефообразующих процессов; 5) определить относительный (геологический) возраст отдельных форм рельефа.

Метод анализа перерывов и несогласий дает хорошие результаты при реконструкции погребенного суб-

азрального рельефа. Поверхности стратиграфических герерывов и структурных несогласий обычны в геологических разрезах платформ. Они являются тем зеркалом, которое отражает события геологического прошлого и их роль в формировании рельефа, динамику древних ландшафтов, направление миграции береговых линий, характер и интенсивность расчленения суши и т. д. [258]. Все это, отраженное на поверхности перерыва, как отметил Н. А. Флоренсов, является средством палеогеоморфологического анализа.

А. В. Сидоренко [230] подчеркивает, что континентальные режимы в истории Земли, вероятно, также широко распространены, как и морские. Изучение их при помощи палеогеоморфологического анализа необходимо для реконструкции истории земной коры и для поисков полезных ископаемых.

Геологическая интерпретация стратиграфических перерывов и несогласий содержится во многих работах [20, 260, 261, 279 и др.], а их палеогеоморфологический анализ освещен в трудах [54, 185, 279]. Регионально развитые структурные несогласия на платформах проявляются в виде географических и угловых несогласий (см. рис. 1). Формирование их связано с этапами денудации и денудационными гео- и морфоциклами [279]. В мобильные фазы последних происходят деформация горных пород, поднятия, расчленение суши, возникновение положительных морфоструктур. В стабильные фазы агенты денудации, срезая неровности рельефа, формируют поверхности несогласия, которые представляют собой поверхности денудационного выравнивания. Мелкие несогласия и перерывы (в частности, внутриформационные), не имеющие регионального значения, возникают в локальных участках (при абразии участков берега, локальных эрозионных размывах и др.).

Продолжительность перерыва соответствует интервалу времени между возрастом наиболее молодых пород, срезаемых поверхностью несогласия, и возрастом наиболее древних пород, перекрывающих поверхность несогласия. Геологический возраст погребенного рельефа [57] поверхности несогласия (или время завершения его формирования) определяется возрастом наиболее древних отложений, перекрывающих поверхность несогласия. Так, например, если это нижнесантонские осадки, то возраст погребенной поверхности близок к раннесантонскому.

Изучение поверхностей несогласия позволяет выделить три категории форм погребенного субазрального рельефа: 1) поверхности субазрального денудационного выравнивания; 2) формы, более древние, чем поверхности выравнивания, и 3) формы более молодые, чем поверхности выравнивания.

Поверхности субазрального денудационного выравнивания формируются в результате действия комплекса денудационных субазральных процессов (линейная и плоскостная эрозия и денудация, эоловая деятельность и т. д.). Поэтому, хотя эти поверхности и являются денудационным срезом коренных пород, на них имеется тонкий мозаичный покров типичного для них комплекса отложений

(элювиальных, делювиальных, аллювиальных, эоловых, кор выветривания и др.). Чаще всего поверхности выравнивания диагностируются по выровненному рельефу (колебания высот которого обычно не превышают 100—200 м) и наличию кор выветривания (рис. 13, см. рис. 1). Поверхности выравнивания наклонены к местным базисам денудации и аккумуляции, что необходимо учитывать при реставрации их. По периферии денудационные равнины переходят в одновозрастные им аллювиальные и прибрежно-морские аккумулятивные равнины, составляющие в целом единую полигенетическую поверхность выравнивания [155, 274, 279]. При палеогеоморфологическом картировании каждый генетический тип поверхности выравнивания должен картироваться раздельно.

Формы, более древние, чем поверхности выравнивания, обычно связаны с их центральными частями, с выходами наиболее древних пород. Они представлены денудационными останцами (остатками ранее существовавших морфоструктур) или реликтами древних поверхностей выравнивания. К формам, более молодым, чем поверхности выравнивания, чаще всего относятся врезанные в них речные долины, иногда эоловый рельеф и т. д.

Для восстановления орографических особенностей рельефа поверхности перерыва к моменту ее перекрытия более молодыми осадками следует, по А. И. Леворсену [131], построить карту изопакит морского горизонта, залегающего непосредственно над ней. Кровля его принимается за горизонтальную поверхность, от которой производится отсчет мощностей (см. в разделе 4.2).

Изучение поверхностей перерывов и несогласий имеет важнейшее практическое значение, так как с ними связаны многие полезные ископаемые (россыпи, руды железа, марганца, алюминия, каолин и др.), а также образование ловушек нефти и газа. Ими могут быть русла рек, в которых аккумуляровался зернистый аллювий, дельты рек, бары, косы, пересыпи. Ловушками могут быть дислоцированные слои в пределах локальных структур, срезанные денудацией во время перерывов в осадконакоплении, а затем несогласно перекрытые более молодыми осадками. Чем больше несогласий, отмечает А. И. Леворсен [132], тем вероятнее наличие ловушек и скоплений углеводородов. В то же время перерывы, в течение которых господствуют денудационные процессы, являются, как считал И. М. Губкин, эпохами разрушения нефтяных залежей, что происходит в связи с уничтожением ранее существовавших структур. В. А. Котлюков [119] приводит факты нарушения сплошности залежей углей Подмосковного бассейна предчетвертичными речными долинами.

Метод анализа палеофаций и палеофациальных карт. Это один из основных качественных методов палеогеоморфологии. В определении фации [30, 91, 125, 169, 237, 238] синтезировано понятие о ее вещественном составе, генезисе и условиях формирования. Фация является геологическим образованием, возникающим в определенных геологических и физико-географических условиях, в том числе и геоморфологических, существо-

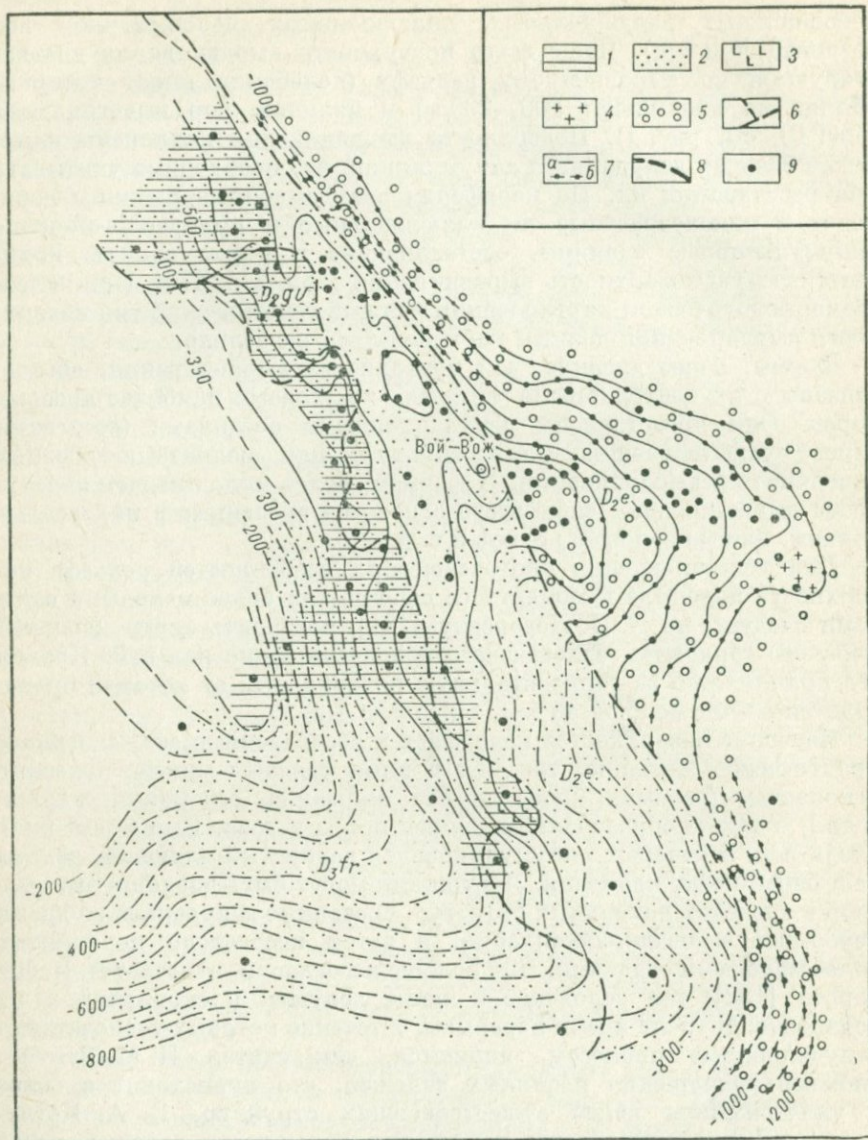


Рис. 13. Карта распространения додевонской коры выветривания на Вой-Вожском участке Тимана. Составил Ф. Я. Волочаев, 1966 г. [87].

1 — додевонская кора выветривания; 2—4 — образования, подстилающие кору выветривания рифейского возраста: 2 — метаморфические сланцы и кварциты, 3 — диабазы, 4 — граниты; 5—6 — образования, перекрывающие кору выветривания: 5 — кембрийско-силурийские отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки), 6 — границы распространения девонских отложений: D_2e — зйфельский ярус (гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, известняки, диабазы, туффиты), D_2gv — живетский ярус (глины, песчаники, алевролиты, диабазы, туффиты), D_3fr — франский ярус (песчаники, алевролиты, глины, доломиты, известняки, мергели); 7 — изгиб поверхности: а — складчатого докембрийского фундамента, б — кембрийских и силурийских отложений (по материалам Ю. П. Фойгта); 8 — Вой-Вожский разлом; 9 — скважины.

вавших на данном конкретном участке на том или ином этапе истории его развития. Значение фаций для палеогеоморфологического анализа удачно подчеркнул В. Е. Хаин [260], отметив, что этот термин «перекинул мост» между ископаемым осадком и обстановкой его отложения, литологией и палеогеографией.

Применение фациального анализа для целей палеогеоморфологии базируется на общепризнанном положении о том, что аккумулятивные формы рельефа и слагающие их отложения являются результатом одних и тех же процессов. Следовательно, восстановление генезиса, возраста и морфологического облика погребенного рельефа и отдельных форм возможно на основании изучения палеофаций. Этот вывод имеет большое значение для палеогеоморфологического анализа, так как в подавляющем большинстве случаев непосредственное изучение погребенных форм рельефа исключено. Кроме того, погребенный рельеф в той или иной степени деформирован, и восстановление его первоначального облика невозможно без изучения слагающих его отложений.

Метод палеофациального анализа дает возможность реконструировать равнины и возвышенности, существовавшие в геологическом прошлом (рис. 14). Для этого необходим анализ орографических комплексов палеофаций, связанных с поднимающимися и опускающимися участками: фациального комплекса возвышенностей и фациального комплекса равнин [194]. Фациальный комплекс возвышенностей (в связи с тем, что в областях поднятий образуются перерывы осадконакопления) включает «перерывные» фации — коры выветривания, осадки склонов и долин. Они маломощны и содержат ряд важных полезных ископаемых (россыпи, руды железа, марганца, алюминия и др.). Фациальный комплекс равнин состоит из осадочных (наземных и подводных) фаций большой мощности. Он подразделяется на наземно-равнинный фациальный и подводно-равнинный фациальный комплексы. Первый из них включает все наземные фации (кроме «перерывных», связанных с областями поднятия) и состоит из двух подкомплексов: 1) сухопутного, охватывающего приподнятые участки суши, с которых стекает вода (водоразделы, склоны поднятий), а также обсохшие участки долин и наземных равнин (эоловых и др.); 2) водно-земного, включающего участки суши, временно покрываемые водой (русла рек, поймы, болота и временные озера аллювиальных равнин). Фации подводно-равнинного или субаквального фациального комплекса располагаются в больших водных бассейнах (океанах и морях). В. И. Попов [194] рекомендует при разграничении осадков наземно-равнинного и подводно-равнинного фациальных комплексов изучать состав фауны и флоры, определять различие в составе слагающих их горных пород, наличие характерных окрасок, устанавливать минералого-химические особенности и количественное соотношение различных типов пород.

При характеристике рельефа подводных морских аккумулятивных равнин следует учитывать, что фации располагаются в направлении от берега к центральным частям моря в определенной последо-

вательности (рис. 15), образуя так называемый «нормальный фациальный профиль» [260]. Однако локальные тектонические поднятия и прогибы нарушают его. В этих случаях в пределах локальных подводных возвышенностей отмечается увеличение размеров частиц

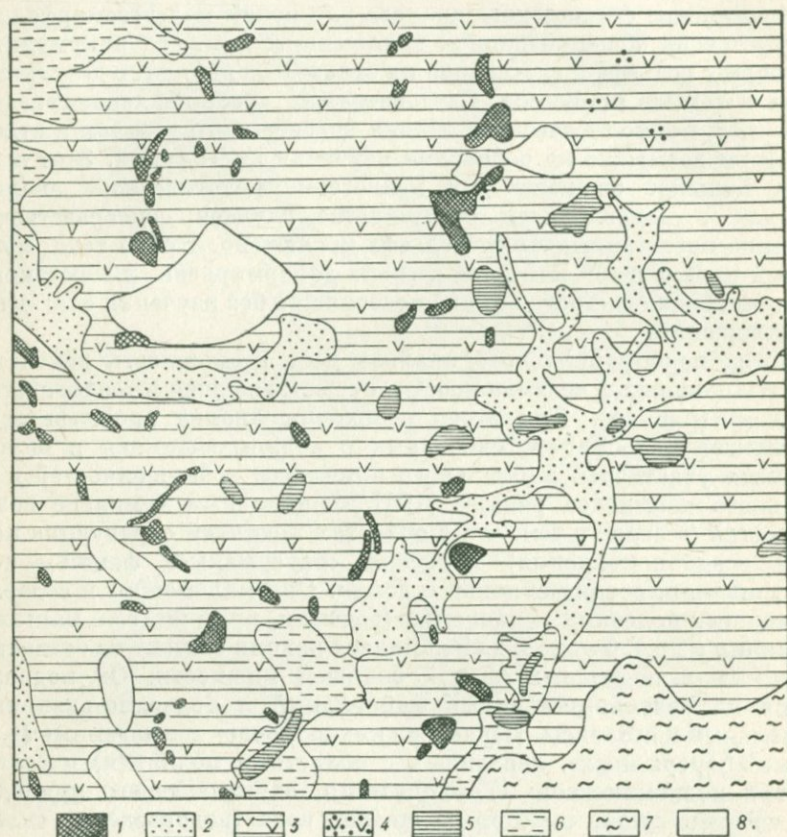


Рис. 14. Карта литолого-фациальных комплексов верхнеалайских отложений Подуралья по Л. Б. Аристарховой и С. О. Чертовой [3].

1 — области выходов доверхнеалайских отложений; 2 — аллювиальные русловые отложения; 3 — делювиально-пролювиальные отложения, представленные средне- и мелкозернистыми песками; 4 — то же, с включением гальки, гравия, щебня; 5 — озерные отложения; 6 — дельтовые отложения; 7 — морские отложения; 8 — участки, в которых верхнеалайские отложения не вскрыты скважинами.

обломочного материала. Размещение песков в вершинах морских заливов указывает на формирование в это время дельт; прерывистое и полосовое расположение песков и приуроченность их к выступам берегов указывают на образование баров [260]. Учитывая особенности изменений нормального фациального профиля, можно дать довольно подробную характеристику рельефа погребенных подводных морских равнин, отметив в их пределах, в соответствии с раз-

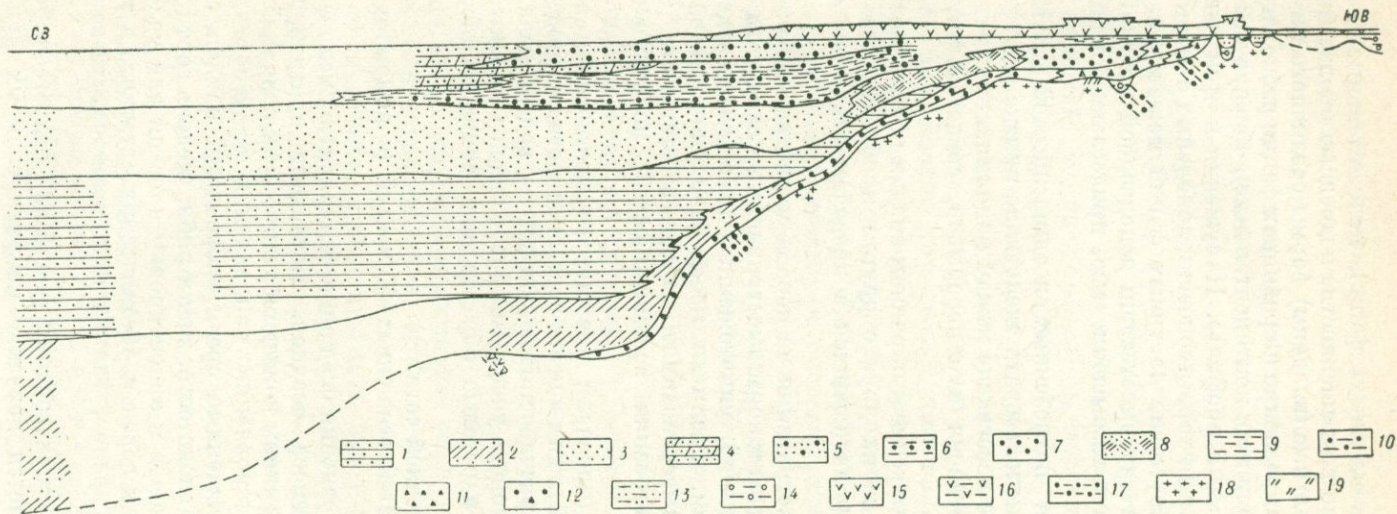


Рис. 15. Фациальный профиль нижнеятулийских образований Центральной Карелии, по Л. П. Галдобиной, А. В. Рылеву, В. А. Соколову, К. И. Хейсканен [248].

1—4 — бассейны: 1 — интенсивного погружения с терригенным осадконакоплением, 2 — с редкими донными течениями, 3 — с циркулирующими донными течениями, 4 — с терригенным осадконакоплением (регрессирующий), частично прибрежный; 5—8 — прибрежные фации: 5 — мелководные, 6 — с периодическим осушением берега, 7 — пляжевые, 8 — с периодическим отчленением от берега; 9—10 — мелководные бассейны: 9 — с периодическим осушением; 10 — с действием плащевых потоков и осаждением карбоната; 11—14 — фации: 11 — аллювиальная, 12 — прибрежно-аллювиальные, 13 — озерные, 14 — аллювиально-озерные, 15 — основные эффузивные породы ятулия; 16 — нижнепротерозойские сланцы; 17 — сариолийские конгломераты, песчаники и сланцы; 18 — граниты доятулийские; 19 — кора выветривания.

мещением участков «аномальных» фаций, положительные (валообразные и холмообразные возвышенности, подводные оползни, бары, косы и т. д.) и отрицательные (впадины) формы различного генезиса.

В горизонтальном направлении на равнинах фации располагаются полосами (морские, лагунные и континентальные), образуя так называемый «общий фациальный профиль». Нарушения в этом расположении могут послужить для характеристики локальных особенностей рельефа. Например, отсутствие лагунных фаций может указывать на значительную амплитуду высот суши и подводной морской равнины. Первая могла быть возвышенностью, прилегающей к подводной морской равнине.

Для восстановления погребенных возвышенностей В. И. Попов [194] рекомендует использовать следующие признаки.

1. Стратиграфическое несогласие между фациями.
2. Поверхности несогласия или перерывов, свидетельствующие о поднятиях.
3. Веерообразное сближение к окраинам впадин перерывов и мелких несогласий, слияние их друг с другом и образование более крупных несогласий, проявляющихся в пределах длительно существующих поднятий.
4. Древние коры выветривания на неравномерно размытых породах. Поверхности перерыва и коры выветривания — свидетели существования древних поднятий, уничтоженных последующим денудационным выравниванием. Различая межформационные и внутриформационные коры выветривания, можно восстановить облик и длительность существования возвышенностей, подвергавшихся денудации.
5. Фации перерыва (признаки прежнего существования значительных возвышенностей). Так как на возвышенностях господствует денудация, образуется расчлененный рельеф, на водоразделах, на склонах и в долинах которого участками расположены сравнительно маломощные осадки и карстовые образования, сохранившиеся от размыва и смыва.

6. Остатки древней речной сети.

7. Изменение мощностей осадочных формаций (с помощью карт равных мощностей).

8. Контуры распространения осадков и нормальную смену фаций.

9. Направления переноса осадков. Последние ориентированы перпендикулярно к подножиям конседиментационных поднятий (возвышенностей). Для установления направления транспортировки осадков используют эрозионные срезы, первичный наклон слоев, знаки оползания, косую слоистость, знаки ряби, степень сортировки осадков, изменение размеров и ориентировку плоской или удлиненной гальки, минеральных зерен и органических остатков, а также состав терригенных минералов, гальки в конгломератах, валунов в моренах.

Одним из примеров использования фаций для палеогеоморфологического анализа является изучение кепрока соляных куполов.

Кепрок — брекчия в кровле соляного штока, образующаяся в результате выщелачивания соли штока в зоне грунтовых вод и скопления нерастворимых пород, находящихся в соли. Стратиграфические уровни, до которых поднимаются кепроки, соответствуют крупным региональным перерывам и эпохам наступления континентальных условий [113].

Палеофациальный анализ используется при восстановлении особенностей погребенных речных долин. В разрезах платформ могут захорониться любые фации аллювия: русловые, пойменные и старичные [289]. Однако чаще всего наблюдаются осадки базального горизонта аллювия (фации размыва) и частично фации русла и стариц [70]. Фации размыва различаются по примеси в них гравийно-галечного материала или по значительному укрупнению песков при отсутствии гравия и гальки, или малом их содержании [70]. Изучение этой фации, ее мощности, гранулометрического и петрографического состава, окатанности крупных частиц аллювия (гравия, гальки) позволяет восстановить особенности русла реки, а также определить, в какой части долины (верхней, средней, нижней) располагался исследуемый участок русла. Старичный аллювий, залегающий в виде линз, представлен суглинками, супесями, мелко- и тонкозернистыми глинистыми песками с большим количеством органических остатков. Он позволяет охарактеризовать микрорельеф поймы. Изучение особенностей аллювиальных отложений разного возраста позволило Г. И. Горецкому [70] восстановить контуры венедской (Q_1) и кричевской (Q_2) пра-Камы, пра-Белой и пра-Вятки. В его трех монографиях [70, 71, 72] приведено большое количество примеров восстановления антропогенных прарек * Русской равнины.

При палеогеоморфологических исследований необходимо изучение палеофациальных карт. Последние составляются с целью выяснения соотношения и пространственного распространения фаций на определенных этапах развития земной коры. Анализ этих карт позволяет установить наличие отрицательных и положительных форм рельефа на исследуемой территории, определить их возраст, восстановить геоморфологические особенности, ориентировку, выявить соотношения друг с другом. Реализация этих возможностей основана на тесных связях, существующих между аккумулятивными формами и фациальным составом слагающих их и синхронных им осадков. Отсутствие осадков на каких-либо участках говорит о существовании положительных форм или о размыве отложений после их формирования.

В ряде случаев не менее ценными для палеогеоморфологического анализа являются также палеофациальные схемы. Примером их

* Отметим здесь, кстати, что прареки должны выделяться в случаях точно установленных фактов об унаследованном развитии речной сети. Если этого условия нет, следует говорить не о прареках, а о палеореках или древних реках, которым нужно присваивать собственные географические названия (например, по населенным пунктам, под которыми погребены их долины и т. д.). Подобные палеореки, в частности, описаны в разделе 6.2.

может быть серия палеофациальных схем Восточно-Украинского нефтегазоносного бассейна [254]. Одна из схем (для позднебайосского времени) показана на рис. 16.

Метод литолого-формационного анализа разработан коллективом литологов под руководством В. П. Казаринова (СНИИГГИМС). Этот метод позволяет реконструировать эпохи

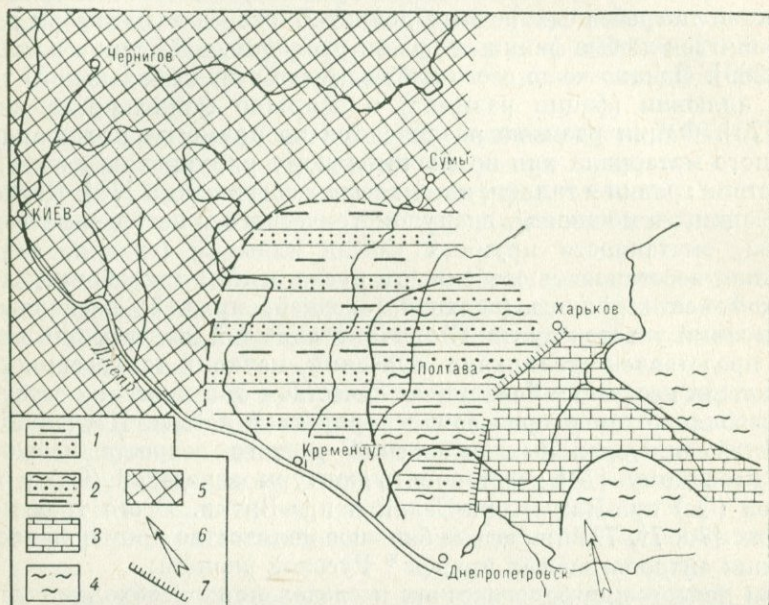


Рис. 16. Палеофациальная схема Восточно-Украинского газонефтеносного бассейна в позднебайосское время. Составили О. Д. Бильк, Н. Е. Канский, В. П. Макридин, Б. П. Стерлин и Р. Ф. Сухорский, 1960 г. [54].

1—4 — фации: 1 — песчано-глинистых аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков береговой низменности, 2 — песчано-глинистых аллювиальных, дельтовых и местами лагунных осадков береговой низменности, 3 — песчано-шамозитовых и известняково-ракушечных образований сублиторали открытого материкового залива-моря, 4 — глинистых осадков нижней части сублиторали открытого моря-залива; 5 — области сноса; 6 — направление трансгрессии; 7 — береговая линия.

развития кор выветривания. Основан на литолого-формационном анализе осадков, коррелятивных времени денудации области питания. Толща, синхронная циклу денудации области размыва, названа В. П. Казариновым [103] осадочной серией. В ее формировании выделяются регрессивный и трансгрессивный этапы. Первый соответствует воздыманию области денудации, размыву коры выветривания и завершается временем горообразования. В это время в области осадконакопления формируются терригенные осадки вначале с преобладанием устойчивых к выветриванию частиц («высокозрелые», мономинеральные осадки), которые выше по разрезу уступают место олигоминеральным и полимиктовым («низкозрелым»)

отложениям. В низах толщи присутствуют хомогенные осадки с труднорастворимыми химическими соединениями, выше по разрезу они выпадают, так как процессы химического выветривания снижаются и начинает доминировать физическое выветривание в области денудации.

Трансгрессивный этап формирования серии синхронен времени тектонических движений, нивелировки рельефа и наступающей трансгрессии. Физическое выветривание ослабевает постепенно. В это время в области седиментации откладываются осадки с возрастающим количеством устойчивых к выветриванию компонентов. В конечных стадиях этого этапа происходит формирование хомогенных осадков (наряду с терригенными).

Начальные и конечные стадии цикла осадконакопления благоприятны для формирования месторождений полезных ископаемых, связанных с корами выветривания. Они концентрируются в «зрелых» отложениях, для выявления которых применяются: 1) *коэффициент мономинеральности* [103] — частное от деления количества устойчивых при химическом выветривании породообразующих компонентов (обломков горных пород и минералов) на количество неустойчивых; 2) *индекс зрелости* [13] — разность между максимальным и минимальным процентными содержаниями устойчивых к химическому выветриванию компонентов в терригенной фракции пород в пределах осадочной серии или любого другого осадочного ритма [12]; 3) *коэффициент устойчивости, или палеогеографический коэффициент* (во А. П. Сигову), — отношение общего количества устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым в тяжелой фракции песчано-алевритовой части породы; применяется при перетолжении продуктов коры выветривания на небольшом расстоянии от места размыва; 4) *коэффициент выветрелости* [112] — отношение SiO_2 и Al_2O_3 , установленных химическим путем в песчано-алевритовой части осадка. Пользоваться этими коэффициентами для прогноза поисков полезных ископаемых, связанных с перетолженными корами выветривания, следует очень осторожно, внимательно анализируя состав денудлируемых пород, во избежание возможных ошибок.

Необходимо также изучение минералогического состава глин. В перетолженных корах выветривания обычно диагностируется каолинит, тогда как в эпохи расчлененного рельефа в глинистых компонентах преобладают гидрослюды. Трансгрессивный этап сопровождается увеличением в породах относительного содержания кальцита, регрессивный — доломита. Для осадочных аналогов коры выветривания характерен упорядоченный тип распределения микроэлементов [238], для которого типично распределение элементов в петрографическом ряду пород по единой схеме (при накоплении их в глинах и отчасти в карбонатах) с увеличением роли химического выветривания. При механической денудации подобная стройная схема не наблюдается.

В. И. Бгатов [12] рекомендует определять также *коэффициент концентрации*, который, по А. Е. Ферсману [255], отражает степень

концентрации отдельных элементов по отношению к их кларкам. Коры выветривания и их переотложенные продукты характеризуются повышенными значениями коэффициентов концентрации для элементов с низкой миграционной способностью.

Выше изложена лишь грубая схема цикла, действительность может быть более сложной. Основные материалы по описываемому методу можно найти в ряде работ [12, 47, 103]. Метод подвергался

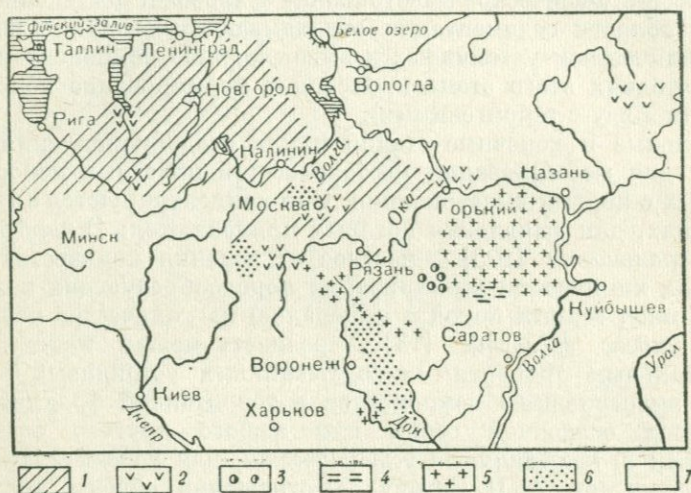


Рис. 17. Схема распространения доинжепалеозойской коры выветривания на Русской платформе, по М. М. Веселовской, 1957 г. [87].

1—4 — коры выветривания: 1 — доинжепалеозойская белая, 2 — доинжепалеозойская красно-бурая, 3 — доинжепалеозойская переотложенная, 4 — более древняя перекристаллизованная; 5 — архейские образования, иногда покрытые доживетской, реже довернедевонской корой; 6 — протерозойские морские образования; 7 — породы фундамента не вскрыты.

неоднократно критике [239]. Авторы [12, 47] признают недоработанность ряда вопросов (например, высокая чувствительность коэффициента мономинеральности к субъективным оценкам и др.). Метод дает возможность реконструировать историю развития области денудации, выявить и датировать ее основные этапы.

Метод изучения погребенных кор выветривания. Его применение в палеогеоморфологических исследованиях обусловлено взаимозависимостью между формированием коры выветривания и рельефом [68, 140, 141, 186, 193 и др.]. Кора выветривания может формироваться на горизонтальных и субгоризонтальных поверхностях, на склонах, водоразделах и вершинах возвышенностей во всех типах геоструктурных областей. Однако наиболее благоприятные условия для образования и сохранения кор выветривания имеются на платформах с их плоским, субгоризонтальным рельефом и спокойным тектоническим режимом (рис. 17, 18). В этих условиях обычно формируются мощные (до нескольких

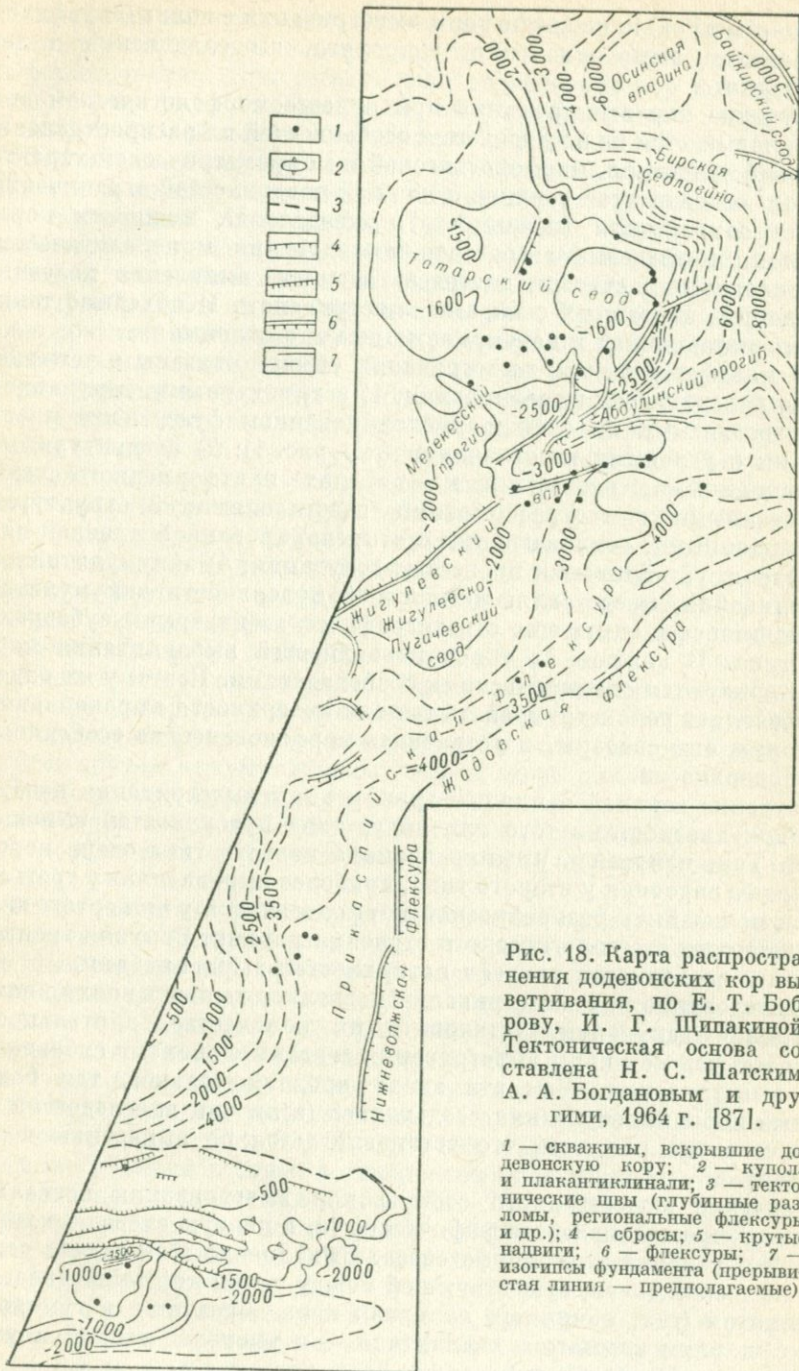


Рис. 18. Карта распространения додевонских кор выветривания, по Е. Т. Боброву, И. Г. Щипакиной. Тектоническая основа составлена Н. С. Шатским, А. А. Богдановым и другими, 1964 г. [87].

1 — скважины, вскрывшие додевонскую кору; 2 — куполы и плакантиклинали; 3 — тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и др.); 4 — сбросы; 5 — крутые надвиги; 6 — флексуры; 7 — изогипсы фундамента (прерывистая линия — предполагаемые).

десятков метров) площадные коры выветривания с полным профилем, включающим зоны окисления, гидролиза, выщелачивания и дезинтеграции.

Изучение кор выветривания при палеогеоморфологическом анализе складывается из исследования особенностей их распространения и условий залегания, морфологической и морфометрической характеристики, особенностей верхней и нижней поверхностей ограничения, степени сохранности (размытости), определения мощности коры, изучения вещественного состава, исследования минералогических зон, определения степени диагенеза осадков, выявления полезных ископаемых, связанных с корами выветривания. Необходимо также изучить материнские и перекрывающие кору отложения.

На платформах коры выветривания обычно связаны с четырьмя типами поверхностей выравнивания: 1) аструктурными, денудационными, развитыми на сложном дислоцированном фундаменте и связанными с угловыми несогласиями (см. рис. 1); 2) аструктурными, денудационными, развитыми на породах платформенного чехла и связанными с географическими несогласиями; 3) структурно-денудационными, совпадающими с отпрепарированной кровлей пластов пород, устойчивых к процессам денудации; 4) аккумулятивного выравнивания, представляющими собой поверхности аккумулятивных равнин, фиксирующие стратиграфические перерывы субэврального типа. В каждом из типов поверхностей выравнивания коры характеризуются специфическими особенностями. Поэтому их изучение позволяет реконструировать тот тип поверхности выравнивания, с которым они связаны, и установить морфологические особенности этой поверхности.

Изучение верхней и нижней границ коры выветривания необходимо для диагностики того или иного типа поверхностей выравнивания. Так, например, нижняя граница первого типа очень неровная, менее неровная у второго типа, наиболее выровненная у третьего типа и может быть разнообразной морфологически у четвертого типа в зависимости от геологического строения равнин. Верхняя граница отражает особенности рельефа поверхностей выравнивания.

Исследование кор выветривания позволяет выявить эпохи континентальной денудации, установить их количество, длительность и возраст, так как коры выветривания связаны с эпохами субэврального выветривания. Чем эти эпохи продолжительнее, тем более мощные коры выветривания создавались (если они впоследствии не были частично размыты, что устанавливается по выпадению верхних зон).

Изучение вещественного состава кор выветривания позволяет реконструировать палеогеографические (и, в первую очередь, климатические) условия палеогеоформогенеза. Выполнение этой задачи основано на тесной связи, существующей между типом кор выветривания и климатом (так, например, аллитная кора образуется в гумидной зоне с жарким климатом, сиаллитная — в умеренно теплой и умеренно влажной зоне и т. д.).

Связь кор выветривания с поверхностями денудационного выравнивания позволяет реконструировать тектонический режим эпохи их формирования. Как установлено, образование кор выветривания полного профиля и поверхностей выравнивания приурочено к эпохам спокойного тектонического режима.

Вертикальное смещение смежных участков с однотипной и разновозрастной корой выветривания свидетельствует о наличии разрывных нарушений. Пластические деформации обнаруживаются по выведению поверхности выравнивания, с которой связана изучаемая кора, из горизонтального положения, по складкообразным или флексуобразным и другим дислокациям. Разрывные нарушения, более древние, чем поверхности выравнивания, трассируются линейными корами выветривания. Мощность их достигает первых сотен метров (против нескольких десятков метров в площадной коре).

Изучение кор выветривания позволяет выявить цикличность геолого-геоморфологического развития исследуемой территории. Образование мощных кор выветривания и поверхностей выравнивания завершается к концу стабильных фаз денудационных гео- и морфоциклов, т. е. к концу стратиграфического перерыва между подстилающими и перекрывающими отложениями. Этот перерыв в целом соответствует денудационному гео- и морфоциклу (см. «Метод анализа гео- и морфоциклов»), первая половина которого падает на мобильную фазу, а вторая — на стабильную фазу — эпоху формирования кор выветривания. Время образования геологических тел между перерывами и несогласиями рассматривается как единичные аккумулятивные гео- и морфоциклы или как ряд следующих друг за другом аккумулятивных гео- и морфоциклов. Оконтуривая площади распространения кор выветривания, мы тем самым определяем территорию древней суши, на которой шел процесс субаэрального морфогенеза в течение данного денудационного гео- и морфоцикла.

Много важных и полезных материалов может дать изучение вещественного состава кор и продуктов их переотложения [68, 84]. Оно необходимо для прогнозной оценки территорий на полезные ископаемые и для поисков последних. Месторождения полезных ископаемых, связанные с корой выветривания, нередко поддаются четкому палеогеоморфологическому контролю, так как приурочены к тем или иным определенным элементам рельефа.

Методические вопросы изучения кор выветривания освещаются во многих трудах [68, 84, 85, 186, 193, 198 и др.]. Краткий обзор кор выветривания в связи с гипергенными месторождениями полезных ископаемых дан в ряде работ [222, 223, 229 и др.]. Сведения по корам выветривания Русской, Сибирской и других платформ содержатся в томах «Геологии СССР» и во многих трудах [48, 82, 85, 86, 87, 130, 186, 198, 199 и др.].

Метод сопряженного анализа пространственного размещения погребенных форм рельефа и отложений предложен В. И. Галицким [54].

При восстановлении палеогеоморфологических особенностей областей развития эрозионно-аккумулятивного рельефа встречаются случаи, когда в связи со слабой изученностью территории или отсутствием отложений трудно установить контуры и ориентировку в пространстве той или иной формы рельефа. Это в первую очередь относится к линейным эрозионным и аккумулятивным формам, созданным реками и имеющим значительную протяженность. Их верховья могут размещаться в пределах положительной морфоструктуры — возвышенности, испытывающей поднятие, а среднее и нижнее течение — в пределах отрицательной морфоструктуры — низменности, где происходят опускание и аккумуляция отложений, принесенных рекой.

Однако очертания площадей распространения последних могут быть довольно расплывчаты или осадки полностью уничтожены последующим размывом. Поэтому контуры речных долин должны проводиться в этих случаях от концов эрозионных участков по наиболее пониженным частям аккумулятивных равнин [54]. Примером служат сопредельные участки Украинского щита (возвышенности) и Украинской синеклизы (низменности). Здесь верхние части долин датско-палеоценового возраста расположены на северо-восточном склоне возвышенности. Направляясь на северо-восток в сторону низменности, долины на границе с ней теряют свои очертания, аллювиальные отложения их пока не обнаружены. Долины можно предположительно продолжить далее на северо-восток до приосевой части низменности, где, судя по большим мощностям отложений маастрихтского времени, располагался ее наиболее опущенный участок. Длинная ось участка вытянута с северо-запада на юго-восток, поэтому долина могла повернуть только в этом направлении к морю, покрываемому в то время территорию Донецкого бассейна.

Другой пример — реставрация дельт рек, с которыми могут быть связаны месторождения полезных ископаемых (например, месторождения нефти и газа в крупной дельте раннекаменноугольного Днепра в пределах Приднепровской низменной равнины). Расположение дельт можно установить как по характеру изменения изопахит, так и по литолого-фаціальным особенностям отложений [142]. На территории дельт отложения представлены песчаниками и алевроитами (песчаники залегают мощными линзами, не выдержанными по простиранию), а также углистыми сланцами, содержащими многочисленные растительные остатки. Отмечается частый переход одних отложений в другие; мощности достигают максимальных значений, а изопахиты дельтовых толщ имеют очертания широко раскрытого веера.

Метод реперных поверхностей разработан В. А. Котлуковым под названием палеогеоморфологического метода [114—120]. Использовался с успехом и другими исследователями [28, 29, 109, 110, 145, 158, 294]. Истоки этого метода находятся в трудах И. М. Губкина [77]. Основное назначение метода — восстановление первичного облика погребенного рельефа, измененного

после захоронения. Рельеф изображается горизонталями по дискретному набору точек наблюдений. Гипсометрическая ситуация между точками реконструируется методом интерполяции.

Гипсометрическая карта строится по данным разрезам буровых скважин или их каротажных диаграмм. С этой целью в разрезах или каротажных диаграммах скважин выше восстанавливаемой поверхности выбирается стратиграфический горизонт, кровля которого принимается за опорную (реперную) поверхность. К нему предъявляются следующие требования: 1) широкое площадное распространение; 2) однородность литологического состава и органических остатков, указывающая на идентичность батиметрических условий седиментации на всей площади; 3) расположение опорного горизонта как можно ближе к реконструируемой поверхности; 4) небольшой интервал времени между образованием реконструируемой поверхности и опорного горизонта; 5) отсутствие следов денудации на опорной поверхности. Чем ближе к реконструируемой поверхности расположен опорный горизонт и чем меньше разрыв во времени между их образованием, тем минимальнее изменения погребенного рельефа, которые могли произойти между захоронением рельефа и временем образования реперной поверхности.

Кровля или подошва опорного горизонта (слоя) принимается за горизонтальную нулевую поверхность. От нее вниз по вертикали определяются расстояния до восстанавливаемой поверхности в метрах, которые и являются ее гипсометрическими отметками. В. А. Колтуков рекомендует вычисленные расстояния (отметки) брать со знаком минус, а в тех местах, где опорный горизонт выклинивается на повышениях палеорельефа, со знаком плюс. Таким образом получают характеристики гипсометрических особенностей погребенного рельефа. Расстояния, вычисленные от опорного горизонта до изучаемой поверхности, для которой составляется палеогеоморфологическая карта, одновременно являются величинами мощностей отложений, залегающих между ними. Следовательно, фактически составляется карта изопахит, однако она получает палеогеоморфологическое истолкование. Отсюда следует также, что для составления гипсометрической характеристики палеогеоморфологической карты можно использовать уже имеющиеся карты изопахит. Однако для этих целей пригодны только те карты изопахит, которые составлены для осадков, отложившихся в течение небольшого отрезка времени, прошедшего с начала захоронения изучаемой поверхности, за который эта поверхность не могла подвергнуться значительным деформациям. В этом случае мощности отражают влияние исходного, недеформированного после погребения рельефа, гипсометрию которого мы определяем.

Основное требование метода — принятие опорного горизонта за горизонтальную плоскость — может быть источником ошибок в тех случаях, когда кровля опорного горизонта располагалась с наклоном в какую-либо сторону во время ее формирования. Подоб-

ный наклон диагностируется по закономерной смене прибрежно-морских фаций более глубоководными фациями, анализом фауны, анализом палеогеографической и палеогеоморфологической обстановок осадконакопления опорного горизонта, поисками современных аналогов на дне морей. Установив, что реперная поверхность формировалась с наклоном, необходимо определить его (по современным аналогам) в количественном выражении. Затем в гипсометрию реконструируемой погребенной поверхности вносится поправка за региональный наклон (см. раздел 6.4).

Следует учитывать уплотнение осадков, весьма значительное для глин, растительных остатков и некоторых других пород. Оно приводит к сокращению мощностей и объемов [25, 195, 216, 260]. В этих случаях необходима поправка за уплотнение, вносимая в гипсометрию восстанавливаемого рельефа. По данным анализа фациального состава отложений, подстилающих и перекрывающих реставрируемую поверхность, можно установить, подвергалась ли она процессам изменения, и если да, то до погребения или после погребения, но до образования опорного горизонта, или после погребения и после образования опорного горизонта (см. в разделе 4.2 «Метод анализа палеофаций и палеофациальных карт»). Это позволит внести необходимую поправку.

По Дж. Л. Ричу [316, 317], в морских бассейнах различаются шельф (ундаформа), аккумулятивный подводный склон (клиноформа) и дно (фондоформа). В качестве реперной поверхности лучше всего выбирать фондоформу, так как она в большей степени, чем другие элементы, удовлетворяет требованию горизонтальности. В погребенном состоянии фондоформа представлена донными аккумулятивными морскими равнинами с однотипными литолого-фациальной и палеонтологической характеристиками. Клиноформы имеют заметный уклон и непригодны в качестве опорных поверхностей. Шельфы могут использоваться как реперные поверхности с условием внесения поправки за региональный наклон.

Один из первых опытов применения описываемого метода — открытие погребенной долины И. М. Губкиным [77] на поверхности фораминиферовых слоев, выполненной песками, содержащими нефть, на площади Нефтяно-Ширванского месторождения (см. рис. 5). Для восстановления рельефа поверхности фораминиферовых слоев и очертаний речного русла был выбран в качестве опорного один из выдержанных горизонтов внутри майкопской толщи, залегающий согласно с покрывающими его отложениями. От этого горизонта И. М. Губкин определял мощности до кровли размытых фораминиферовых слоев и нанес их на карту, соединив изолиниями, т. е. составил карту изопакит. Последняя представляла собой карту восстановленного рельефа в период формирования изучаемого древнего русла реки (см. рис. 5). В данном случае изопакиты являются изогипсами восстановленного рельефа поверхности погребенных в настоящее время фораминиферовых слоев.

Другой опыт — реставрация доугленосного рельефа Подмосков-

ного бассейна — описан в разделах 6.3 и 7.1. В качестве опорного горизонта в этом случае В. А. Котлуков [118, 119, 120] выбрал подошву известнякового слоя раннеалексинского возраста, которая принималась за условный нулевой уровень. Пример реставрации дан на рис. 19.

В виде исключения в качестве реперных поверхностей могут быть взяты погребенные субаэральные аккумулятивные равнины и поверхности денудационного выравнивания (поверхности несогласия). Однако это не лучший вариант, так как их рельеф менее выровнен, чем рельеф донных равнин морской аккумуляции.

Изменения мощностей между двумя смежными поверхностями денудационного выравнивания (поверхностями несогласия) могут говорить о проявлениях тектонических процессов во время формирования толщ осадков между двумя несогласиями. В других случаях наличие и характер тектонических движений между реперной и реставрируемой поверхностями устанавливают по фаціальным особенностям осадконакопления в поднимающихся и прогибающихся участках.

Описанный вариант выбора репера некоторые исследователи называют «реконструкцией сверху»*, противопоставляя ему вариант «реконструкции снизу»*, в котором опорный слой выбирается ниже реставрируемой поверхности [40, 203]. Оценивая оба варианта, подчеркнем, что способ «реконструкции снизу»* методически не безупречен и не может рекомендоваться. Это обусловлено расположением репера ниже реставрируемой поверхности, благодаря чему изменения реперной поверхности после погребения (которые более значительны, чем в реставрируемом рельефе) могут значительно исказить гипсометрию восстанавливаемой поверхности.

Метод анализа минералогического и механического состава отложений широко применяется при палеогеоморфологических исследованиях. Изучение механического состава отложений дает возможность определить интенсивность процессов и изменение их во времени и пространстве. Так, например, наличие крупной гальки, увеличение ее размеров к верхней части разреза, значительная мощность галечника позволяют предполагать, что соседняя возвышенность, представляющая собой область сноса, испытывала интенсивное поднятие. Это привело к интенсификации эрозии, расчленению и выносу на аккумулятивную низменность большого количества гальки. Из этого следует также, что к концу этапа накопления гальки увеличилась контрастность расчленения возвышенности. Галька, отлагавшаяся в пределах низменности, участвовала в образовании аккумулятивных форм рельефа — дельт и речных террас.

Б. С. Лунев [135, 136] предложил метод выявления тектонических структур путем изучения литологического состава голоценового

* В данном случае речь идет не о реконструкции, а о реставрации рельефа, согласно принятой выше нами терминологии. В понятие реконструированного рельефа мы вкладываем то же значение, что и в работе И. П. Герасимова [67].

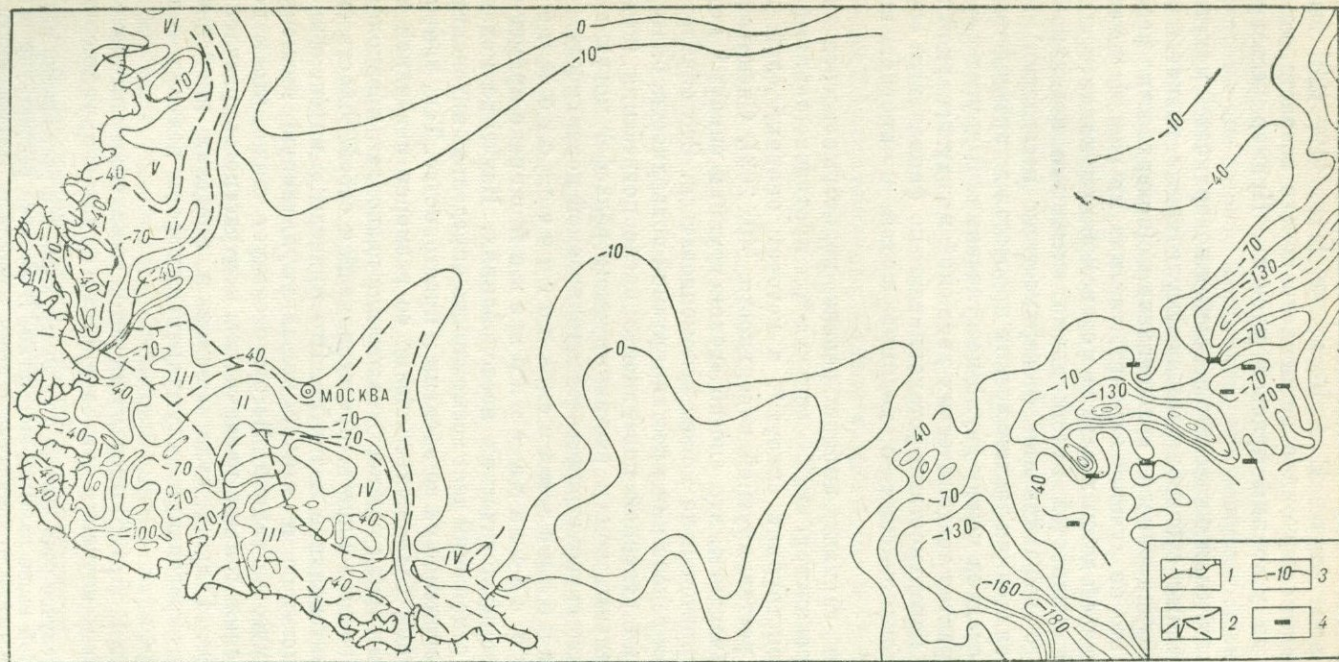


Рис. 19. Схема палеорельефа ложа визейской продуктивной толщи к началу окского времени центральных и восточных районов Русской платформы. Составлена по методу реперных поверхностей А. С. Корженевской и В. А. Котлуковым [120].
 1 — эрозивная граница; 2 — палеогеоморфологические районы (римские цифры) Подмосковского бассейна и их границы; 3 — изогипсы палеорельефа; 4 — угольные залежи мощностью от 10 до 30 м.

аллювия. Распределение обломков аллювия по крупности в долине обуславливается неотектоникой. Особенности гранулометрии зависят от порядков тектонических структур и крупности частиц аллювия, подвергающихся дифференциации. Одни фракции имеют прямую связь с неотектоническими движениями, другие — обратную, третьи — почти не меняются. В пределах Приднепровской низменной равнины метод дал положительные результаты при анализе аллювия рек Псла и Ворсклы в районе Радченковской и Солоховско-Диканьской структур [137]. Предложенный метод может быть применен при изучении древних осадков и погребенных форм рельефа, с ними связанных, с целью оценки активности движения земной коры в пределах локальных структур и влияния их на формирование рельефа под воздействием внешних процессов.

Метод предполагает анализ структуры (гранулометрии) аллювия и тяжелых минералов аллювия. Гранулометрия используется для оценки активности тектонических движений. В зависимости от типа аллювия (горный, равнинный и горно-равнинный) изучается содержание различных фракций. В горно-равнинных условиях, например, с этой целью учитывается среднее содержание: а) крупных обломков (5—150 мм) — гравия; б) составляющих гравий фракций (более 40 мм; 40—20 мм и т. д.) и в) разных фракций в частных анализах рассевов гравия и песка. Связь среднего содержания гравия с тектоническими движениями достаточно определена. Так, например, по р. Каме от устья р. Чусовой до устья р. Очера гравий составляет 50—60% в пределах положительных структур и 30—40% — отрицательных структур. Как правило, наибольшие содержания обломков (фракция более 40—20 мм) приурочены к положительным структурам.

Для выявления связи гранулометрического состава с тектоникой строят график с данными анализов пяти фракций. Содержания (%) фракций более 40 и менее 5 мм показывают в виде точек по осям абсцисс и ординат в соответствии с выбранным масштабом. По тем же осям, но в другом масштабе, одинаковом для абсцисс и ординат, около найденных точек наносится содержание двух второстепенных фракций (5—10 мм — по оси абсцисс и 10—20 мм — по оси ординат). По найденным векторам отыскивается равнодействующая (диагональ параллелограмма) и на нее откладывается в новом масштабе содержание фракции 20—40 мм. Масштабы для каждой фракции показаны на рис. 20. В горах в расчет принимаются фракции более крупных размеров и некоторые из вышеуказанных. На равнинах учитывается содержание более мелких фракций, например более 0,5 мм и т. д.

В качестве примера используем данные Б. С. Лунева для Краснокамско-Полазненского и Чернушинского валов (см. рис. 20). В осевой части Краснокамско-Полазненского вала содержание частиц не менее 5 мм колеблется от 20 до 80% против 35—85% на крыльях вала. Обломки крупнее 40 мм составляют 0—7%, а на крыльях структуры 0—3%. Наибольший выход обломков 20—40 мм характерен для осевой части вала. Как видно из графика (см. рис. 20, *Е*, *Ж*),

длина стрелок, относящихся к анализам аллювия восточного крыла структуры (см. рис. 20, Ж), обычно в 2 раза короче, т. е. содержание фракций 20—40% на крыле вдвое меньше, чем на оси вала (см.

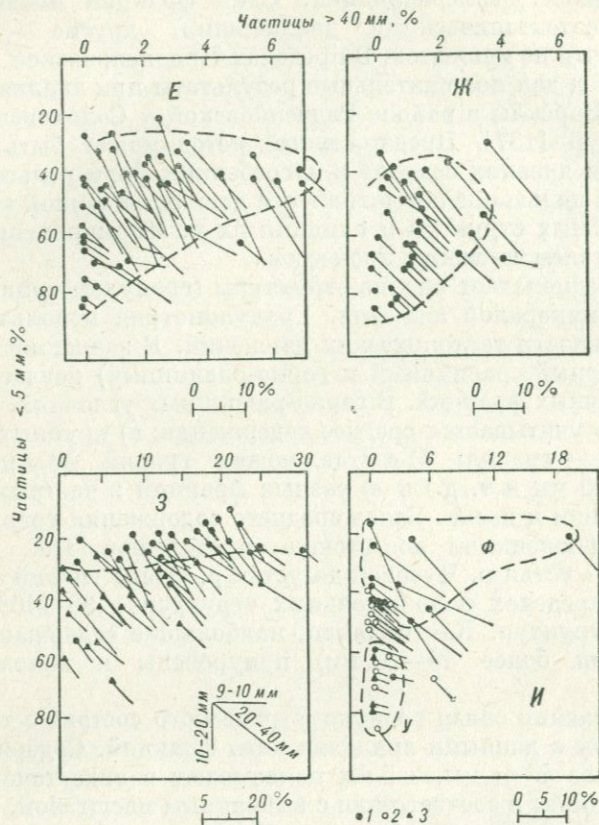


Рис. 20. График дифференциации гранулометрического состава руслового аллювия голоцена в связи с унаследованными неотектоническими движениями, по В. И. Галицкому [54].

Е, Ж — Краснокамско-Полазненский вал; З — Чернушинский вал; Е — осевая часть вала между пос. Чирки-Сукманы (по данным 51 анализа); Ж — восточное крыло вала на участках от с. Нижние Музлы до пос. Чирки (перед осевой частью вала) и от пос. Новоильинский рейд до с. Хмелевки, ниже по течению от осевой части вала (по данным 35 анализов); З — осевая часть вала (черные точки) и его восточное крыло (черные треугольники) (по данным 54 анализов); И — в районе Нытвенского структурного носа: 1 — анализы аллювия из осевой части тектонической структуры (поле Ф); 2 — анализы аллювия из осадков смежных синклиналей; 3 — анализы аллювия с крыльев структуры (поле У).

рис. 20, Е). Соотношение количества обломков 5—10 и 10—20 мм в том и другом случае почти одинаково. В осевой части Чернушинского вала русловый аллювий отличается от аллювия восточного крыла (содержание фракции менее 5 мм соответственно 15—30 и 30—60%) (см. рис. 20, З). Аналогичная зависимость типична для Нытвенского структурного носа (см. рис. 20, И).

Для анализа тектонической активности структур используют результаты шлихового и специального опробования тяжелых минералов по большому количеству проб. При шлиховом опробовании анализируют: 1) содержание тяжелых минералов фракции 0,5—0,25 мм (в положительных структурах оно невелико); 2) валовое содержание наиболее тяжелых минералов (магнетит, ильменит, хромит, рутил, циркон); оно значительно в пределах поднятий и относительно невысоко в понижениях; 3) валовая масса шлиха, содержащего тяжелые и частично легкие минералы (высокие содержания констатированы для антиклиналей, минимальные — в отрицательных структурах).

Специальная методика изучения тяжелых минералов руслового аллювия заключается в следующем. Первым этапом является сбор проб аллювия по намывному берегу и у уреза воды реки на глубине нескольких десятков сантиметров от поверхности. Количество проб для каждой структуры должно составлять несколько десятков. Первоначальная проба должна иметь объем 8—10 л (15—20 кг). Конечная проба, полученная в поле в результате квартования точечным методом и отсеивания через сито, имеет массу 0,2—0,4 кг. Величина максимальных частиц в пробе, идущей на лабораторный анализ, определяется наибольшим размером тяжелых минералов аллювия, который для равнинных рек обычно не превышает 0,5 мм. Для лабораторного анализа с целью выделения минералов в тяжелой жидкости берется 50—100-граммовая навеска песка, состоящая из фракций менее 0,5 мм. В результате анализа выделяют тяжелые минералы, устанавливают их валовое содержание, определяют содержание наиболее тяжелых минералов-индикаторов (магнетита, ильменита, хромита, рутила, циркона и др.); вычисляют содержание наиболее крупных зерен тяжелой фракции (0,5—0,25 мм) — фракции индикатора. Результаты анализа проб выражаются в процентах или граммах. Затем строятся графики выхода минералов по исследованному участку долины реки. По этой методике изучен аллювий многих рек в бассейне Днепра.

Связь между тектоникой и тяжелыми минералами фракции 0,5—0,25 мм аллювия изучалась в долине рек Псел и Ворскла [137]. В пределах локальных морфоструктур количество тяжелых минералов фракции 0,5—0,25 мм увеличивается в несколько раз (рис. 21). Исследования тяжелых минералов аллювия касались в основном распределения их на границе меженного уреза воды. В результате по данной методике фиксировалось изменение содержания тяжелых минералов, обусловленное двумя односторонне направленными факторами: 1) спецификой динамики водного потока на поднимающихся и опускающихся участках земной коры; 2) искривлением поверхности напластования аллювия в связи с дифференцированными движениями земной коры. Величина каждого из этих факторов раздельно не оценена. Методика анализа движений земной коры по литологии аллювия (особенно по тяжелым минералам) проверялась в разных геологических обстановках, однако она в каждом

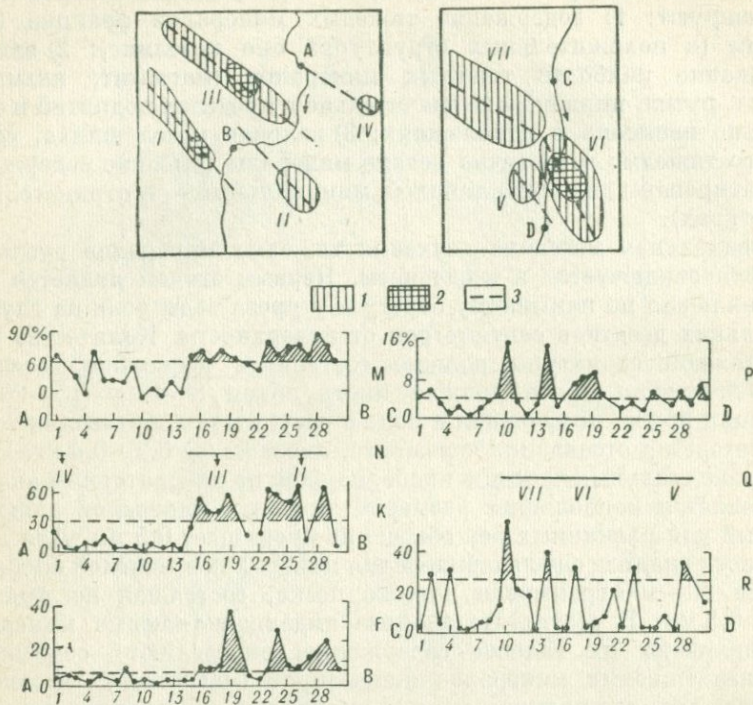


Рис. 21. Изменение выхода тяжелых и легких минералов в связи с соляной тектоникой по р. Псе́л (на отрезке *AB* от с. Ковалевки до с. Устивици) и р. Ворскле (на отрезке *CD* от с. Опoшня до с. Брусия), по В. И. Галицкому [54].

1 — положительные структуры; 2 — наиболее приподнятые участки положительных структур; 3 — осевые линии положительных структур.

Структуры: I — Велико-Богачанская, II — Сагайдакская, III — Радченковская, IV — Жоржевская, V — Будищанская, VI — Диканьская, VII — Солоховская; стрелками показано направление течения р. Псе́л (схема слева) и р. Ворсклы (схема справа).

M — распределение выхода тяжелых минералов фракции 0,25—0,1 мм по долине р. Псе́л на отрезке *AB*. По оси ординат дано содержание тяжелых минералов фракции 0,25—0,1 мм по отношению ко всем тяжелым минералам. По оси абсцисс (здесь и на других графиках) в масштабе указаны номера проб аллювия. Наклонная штриховка выше штриховой линии показана для участков реки, в которых тяжелые минералы фракции 0,25—0,1 мм превышают 60%. *N* — границы распространения положительных структур на р. Псе́л относительно местоположения проб аллювия (в равном масштабе с графиками *M*, *K*) Стрелки, направленные вниз, указывают место пересечения реки с осевыми линиями структур. *K* — распределение легких минералов фракции 0,5—0,25 мм по долине р. Псе́л на отрезке *AB*. *F* — распределение тяжелых минералов фракции 0,5—0,25 мм по долине р. Псе́л на отрезке *AB*. Штриховая линия проведена на уровне 5%-ного содержания фракции 0,5—0,25 мм. *P* — распределение тяжелых минералов фракции 0,5—0,25 мм по долине р. Ворсклы на отрезке *CD*. Штриховая линия проведена на уровне 4%. *Q* — границы распространения положительных структур на р. Ворскле относительно местоположения проб (в равном масштабе с графиками *P* и *R*). *R* — распределение легких минералов фракции 0,5—0,25 мм по долине р. Ворсклы на отрезке *CD*.

новом районе нуждается в постановке контрольных работ на известных тектонических морфоструктурах.

Анализ литологии аллювия позволяет устанавливать тектоническую активность структур во время осадконакопления. При этом укрупнение аллювия и увеличение концентрации тяжелых минералов-индикаторов в границах структуры будут указывать на синхронность осадконакопления и положительные движения земной коры.

4.3. Методы палеогеологического анализа

Метод сопряженного палеогеологического и палеогеоморфологического анализа погребенного карста применяется для выявления палеогеологических условий, существовавших во время формирования карста для изучения истории развития карстовых областей, реконструкции процессов эндо- и экзоморфогенеза (в частности, тектонических процессов), выявления положения базисов денудации и базисов карста, для поисков полезных ископаемых, связанных с карстовыми формами, и решения ряда других вопросов.

Карстовые полиномы (т. е. горизонты соединенных между собой пещер, системы трещин и каверн), в прошлом связанные с реками [236], хорошо сохраняются в погребенном состоянии в осадочном чехле многих платформ мира. В пределах Русской платформы, например, погребенные карстовые формы известны в Волго-Уральской области в верхнефранских, фаменских, нижнекаменноугольных, башкирских и нижнепермских карбонатных (нередко загипсованных) отложениях и в других районах [44, 50, 52, 54, 58, 59, 88, 127, 138, 236, 244].

Для формирования карста необходимы наличие трещиноватых карстующихся пород, способных пропускать воду, движущихся подземных вод, приподнятое положение карстующегося массива над базисом эрозии (вследствие углубления речных долин или тектонических поднятий), что обеспечивает движение и циркуляцию воды в карстующемся массиве и вынос продуктов выщелачивания [88, 219, 296]. Для типичного развития карста известняковая толща должна быть достаточно поднятой над окружающей местностью. Если вода застаивается, то она быстро насыщается и не оказывает растворяющего действия на породу. «Поэтому в низколежащих известняковых областях с близким к топографической поверхности залеганием грунтовых вод карст не может развиваться сколько-нибудь значительно» [296, с. 329]. Н. А. Гвоздецкий [58, с. 108—109] подчеркивает, что «тектонические движения земной коры являются не случайными причинами, нарушающими нормальный ход эволюции гидрографии карста, а общим закономерным фоном», на котором эта эволюция происходит.

Погребенные формы карста указывают не только на проявление в данном районе тектонических движений, но и на их направление.

По Ф. П. Саваренскому, существуют две фазы разработки массива карстующейся породы: вертикальная с углублением зоны коррозии и горизонтальная с уширением существующих каналов и пещер. При понижении базиса карста идет углубление карста, при повышении — происходит разработка карста в ширину. При заполнении эрозионных долин осадками или опускании участка, на котором происходит карстообразование, последнее при известных гидрогеологических условиях затухает в нижних зонах, в то время как в верхних деятельная разработка карста продолжается.

Много данных по палеогеоморфологии и условиям развития погребенного рельефа может дать анализ погребенного карста в вертикальном разрезе. По характеру распространения, генезису, морфологическим особенностям, комплексам сочетаний карстовых форм, характеру формирующих их вод и других карстообразовательных процессов в приподнятых и относительно стабильных карстующихся массивах выделяют четыре геоморфологические зоны [283]: 1) наземного карстового рельефа с развитием карстовых воронок, котловин, полей, карстовых долин (суходолов) и других наземных карстовых форм, образующихся на уровне древнего базиса эрозии; 2) вертикальных полостей (понор, карстовых колодцев, шахт, «пропастей»); 3) субгоризонтально расположенных галерей, туннелей, каналов, соединяющих камеры, залы, «пропасти» разных размеров и форм, образование которых связано с субгоризонтальными водными потоками в карстующихся породах; 4) подземно-подводного (в момент карстования) рельефа (полости, каналы, сифоны), формирующегося ниже уровня грунтовых вод. Эти зоны при благоприятных условиях захоронений могут различаться и в погребенном карсте, что позволяет реконструировать карстовый рельеф в эпоху его формирования, восстановить положение базиса эрозии в геологическом прошлом и решать другие палеогеоморфологические задачи.

Определение в погребенном карсте первой зоны позволяет оценить высотное положение карстующегося массива по отношению к древнему и современному базисам эрозии. Наличие одной зоны субгоризонтальных полостей (если это не связано с маломощным карстующимся пластом, в котором глубина карста ограничивается его малой мощностью) говорит об одноактном поднятии местности, сменившемся затем относительно спокойным тектоническим режимом. Наличие нескольких зон субгоризонтальных полостей свидетельствует о прогрессирующем прерывистом поднятии, причем расстояния по вертикали между зонами этих полостей близки к амплитудам поднятий; нередко описываемые зоны связываются с цикловыми террасовыми уровнями. Поэтому, определив число зон субгоризонтальных полостей, можно реконструировать существовавшие в эпоху карстования основные цикловые террасы.

Граница третьей и четвертой зон отвечает уровню грунтовых вод эпохи карстования, что также важно учитывать как один из факторов палеогеоморфологической обстановки. Отсутствие одной (первой) или нескольких (первой и второй, первой, второй и третьей) зон

свидетельствует о том, что рельеф после эпохи карстообразования подвергнулся денудации. О глубине среза можно судить по тому, какие зоны оказались уничтоженными. Чем больше зон денудировано, тем глубже срез. Если в какой-либо части геологического разреза сохранился от размыва весь разрез карстового яруса, то в уничтоженных местах, пользуясь методом аналогий [151], можно определить глубину денудационного среза.

Формирование карстовых полиномов связано с эпохами континентального развития. Поэтому количество их указывает на число эпох континентального развития. Кроме того, их положение по отношению к ближайшей вышележащей поверхности континентального размыва позволяет говорить (с известным приближением) о высоте суши того времени над долинами палеорек [236].

Изучение палеокарста может производиться по данным буровых скважин (по керну и геофизическими методами исследования скважин), методами геофизической разведки и в более редких случаях визуально. Так, например, в Сызранском Приволжье благодаря боковой эрозии в восточной части Приволжской возвышенности вскрыты раннемезозойский погребенный карст [244], доступный визуальному исследованию.

Особым типом карстовых процессов является соляной карст, развивающийся обычно на сводовых частях соляных штоков, поднятых над местными базисами эрозии. Он, в частности, широко развит в пределах Приднепровской низменной равнины [54]. Его анализ важен для изучения соляного тектогенеза и его роли в формировании рельефа. Исследование палеокарста важно в практическом отношении, так как с ним могут быть связаны месторождения бокситов, минеральных красок, нефти и газа [251, 252].

Методы изучения современных и реликтовых форм карста изложены в «Методическом руководстве по геоморфологическим исследованиям» [151]. Они применимы и для погребенного карста (в особенности при визуальном анализе в естественных или искусственных обнажениях).

Метод палеогеоморфологического анализа гидрохимического эпигенеза (название предложено нами. — Ю. Ч.) обоснован Е. Ф. Станкевичем [236]. Предназначен для определения направления сноса и распределения высот. Так, например, в распределении сингентического и эпигенетического гипса и пирита в Кировской области наблюдаются закономерности, связанные с палеогидрогеологическими условиями. В терригенном девоне Татарии гипс практически отсутствует. Сингентический гипс появляется на широте г. Ижевска, и его количество в породах увеличивается к северу. В том же направлении повышается содержание эпигенетического гипса и падает количество пирита, который на севере Кировской области полностью исчезает. Это говорит о существовании в девоне на севере Кировской области больших абсолютных высот, чем к югу, что вызывало здесь наибольшую высоту размыва, пополнение подземных вод и их миграцию

к югу. Таким образом, в направлении с севера на юг выносились сульфаты, в окислительной среде происходило окисление пиритов, образование сульфидов и их выпадение в осадок [236]. Описанные методы могут использоваться при палеогеоморфологических исследованиях разных масштабов.

4.4. Геофизические методы

К этой группе относятся методы гравиметрический, магнитометрический, электрометрические, сейсмические, геофизические методы изучения скважин (промысловая геофизика или каротаж). Они позволяют обнаружить субаэральный и субаквальный погребенный рельеф, определить глубину его залегания, изучить морфологию отдельных форм и типов, установить степень их метаморфогенеза. Некоторые из этих методов (например, гравиметрический, магнитометрический, метод регулируемого направленного приема сейсмических волн) дают возможность выяснить генезис форм рельефа и в какой-то мере историю их развития. Ряд методов позволяет изучить строение земной коры и использовать эти данные для анализа погребенного рельефа. Геофизические методы изучения скважин описаны Ю. Ф. Чемяковым, остальные — В. И. Галицким.

Описываемые ниже методы используются как при мелкомасштабных, так и при крупномасштабных палеогеоморфологических исследованиях.

Гравиметрический метод основан на исследовании распределения силы тяжести на поверхности Земли. Величина силы тяжести не является постоянной, что связано как с общепланетарными, так и местными условиями. Местные отклонения от нормального значения гравитационного поля Земли связаны с изменениями плотности масс слагающих слоев горных пород на сравнительно небольших участках земной коры, вызванными неоднородностью литологического или петрографического состава пород, изменениями их мощности и структурными особенностями изучаемой области.

К антиклинальным структурам, сложенным более древними и, следовательно, более плотными породами, приурочены, как правило, максимумы силы тяжести. Однако солянокупольные структуры из-за малой плотности соли обозначаются минимумами силы тяжести. В то же время в строении кепрока многих солянокупольных структур (например, в Украинской синеклизе) участвуют плотные магматические породы, создающие в их пределах локальные максимумы силы тяжести. Установление зависимости между силой тяжести и геологическим строением верхней части земной коры позволяет широко применять гравиметрический метод для изучения геологического строения последней.

Этот метод используется и для палеогеоморфологического анализа (рис. 22, 23). В частности, на гравитационное поле значительное воздействие оказывает рельеф кристаллического фундамента. Поэтому измерения силы тяжести могут дать ценные указания

о структурах кристаллического фундамента и их выраженности в погребенном рельефе (выступы, впадины, уступы и т. д.). Подобные структуры в большей или меньшей степени сохранились с того вре-

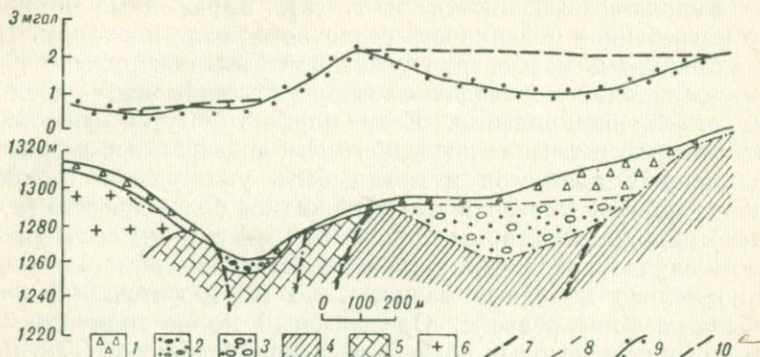


Рис. 22. Геологический разрез, составленный по данным гравиметрической съемки и геолого-геоморфологических исследований, по В. С. Котику и П. В. Ларину, 1968 г.

1 — делювиальные отложения ($2,0 \text{ г/см}^3$); 2 — аллювий современной долины ($2,1 \text{ г/см}^3$); 3 — аллювий древней долины ($2,2 \text{ г/см}^3$); 4 — песчаники и сланцы протерозоя ($2,8 \text{ г/см}^3$); 5 — известняки протерозоя ($2,7 \text{ г/см}^3$); 6 — граниты ($2,7 \text{ г/см}^3$); 7 — разломы; 8 — нижняя граница рыхлых пород по данным гравиметрической съемки; 9 — кривая Δg ; 10 — линия регионального фона.

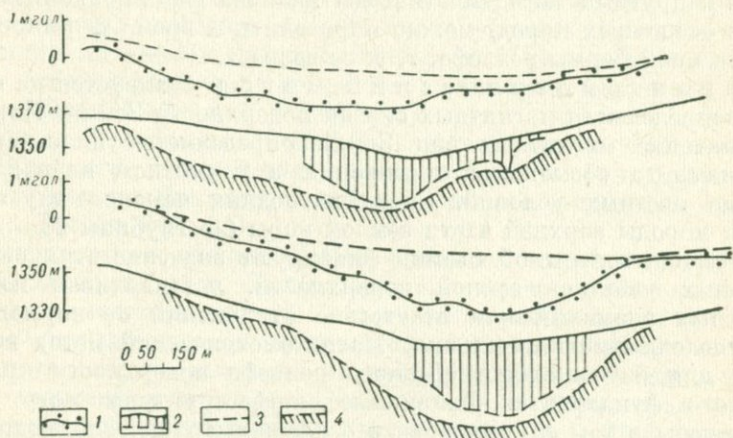


Рис. 23. Результаты проверки данных гравиметрической съемки ударным бурением, по В. С. Котику и П. В. Ларину, 1968 г.

1 — кривая Δg ; 2 — нижняя граница кайнозойских отложений по данным бурения; 3 — региональный фон; 4 — нижняя граница рыхлых пород по данным гравиметрической съемки.

мени, когда поверхность кристаллического фундамента развивалась в субэаральных условиях. В этом случае палеогеоморфолог получает характеристику рельефа древнейшего периода. Если рельеф деформирован, то исследователь может судить о степени его изменения.

При помощи гравиметрического метода можно обнаружить как крупные погребенные морфоструктуры (синеклизы-низменности, антеклизы-возвышенности), так и локальные (брахиантеклинали и соляные купола-возвышенности и т. д.), выраженные в рельефе любой погребенной поверхности осадочного чехла платформ. Погребенные локальные морфоструктуры могут быть обнаружены рассматриваемым методом и в осадочной толще, отложившейся перед перерывом в осадконакоплении. Если морфоструктуры существовали до перерыва, то в течение последнего они подвергались воздействию денудационных процессов и могли быть уничтожены (полностью или частично), а на поверхности обнажились более древние (и более плотные) породы, к которым приурочены максимумы силы тяжести. В таком случае гравиметрические исследования помогают определить не только линейные размеры, но и относительный возраст погребенных форм рельефа. Описываемый метод применим также для выявления некоторых погребенных морфоструктур. Так, например, на склонах Канадского щита, в Онтарио, локальные гравитационные максимумы приурочены к рифовым массивам силурийского возраста [23].

Детальные гравиметрические исследования дают сведения о форме залегания и размерах отдельных геологических тел, освещая тем самым морфологию и морфометрию погребенного рельефа. В комплексе с другими методами (методы анализа фаций, анализа мощностей осадочных пород) можно определить и время формирования той или иной формы рельефа, т. е. ее возраст.

Магнитометрический метод базируется на изучении распределения магнитных сил на поверхности Земли. Нормальное значение магнитных сил Земли определяется планетарными причинами, а возможные отклонения в магнитном поле зависят от ряда местных условий. Среди последних немаловажную роль играют породы верхней части земной коры (до глубины 20—30 км). При помощи магнитной съемки фиксируют значение этих сил для отдельных участков земной поверхности, устанавливая наличие магнитных аномалий или отсутствие отклонений от нормального распределения магнитных сил. Магнитометрический метод используется для изучения погребенного рельефа поверхности кристаллического фундамента. Локальные морфоструктуры могут быть обнаружены в том случае, если в осадочной толще, слагающей их, содержатся рассеянные ферромагнитные минералы.

Метод применим также при поисках морфоструктур, созданных соляным тектогенезом.

Сейсмические методы основаны на разделении геологического разреза на отдельные слои, отличающиеся характером и скоростью распространения в них упругих (сейсмических) волн. К описываемой группе относятся: метод отраженных волн (МОВ), корреляционный метод преломления волн (КМПВ), метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (РНП) и метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Первые два метода

являются основными при изучении строения осадочного чехла платформ.

Метод отраженных волн (МОВ) — основной метод изучения погребенных локальных тектонических структур (включая и созданные соляным тектогенезом) до глубины от 200—300 м до 4—5 км. Он позволяет выявить структуры даже с небольшой амплитудой (до 100 м). В ряде областей Русской платформы, в частности в Волго-Уральской и Восточно-Украинской нефтегазоносных областях, применение этого метода позволило оконтурить локальные структуры с амплитудой до 50 м и менее. Полученные данные используются для составления структурных карт по одному из опорных сейсмических горизонтов. На них изображают в изогипсах условия залегания слоя, в котором расположен опорный горизонт. Такие карты дают характеристику рельефа поверхности слоя на современном этапе развития земной коры. Характеристика, составленная в результате анализа серии структурных карт, может быть использована для восстановления истории развития морфоскульптур. МОВ может быть применен и при изучении морфоскульптур. Так, например, с помощью этого метода обнаружены рифы девонского возраста на северо-западе Северо-Американской платформы [23].

Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ). При помощи КМПВ можно получить сведения о рельефе поверхности фундамента, сложенного кристаллическими или метаморфическими породами. Так, например, выяснено, что рельеф поверхности кристаллического фундамента на востоке Русской платформы состоит из чередующихся между собой выступов и депрессий. Отдельные депрессии достигают глубины 1—2 км и более при ширине в несколько десятков километров. При помощи КМПВ З. А. Крутиховская [126] получила характеристику поверхности кристаллического фундамента юго-западной полосы Приднепровской низменности в пределах среднего течения Днепра (рис. 24).

Интерпретация данных КМПВ позволяет выделить на участке от г. Золотоноши до г. Днепродзержинска ряд линейно-вытянутых небольших возвышенностей, сложенных кристаллическими породами, и разделяющих их понижений. Одна из возвышенностей — Кременчугская — вытянута в субмеридиональном направлении вдоль нижнего течения р. Псёл, вторая — Хорольская — имеет северо-западное простирание. Третье поднятие — Кобелякское — размещается вдоль нижнего течения р. Ворсклы; четвертое — Толоко-Подьянское — располагается между реками Псёл и Ворскла и вытянуто в северо-западном направлении.

Отмеченные валообразные возвышенности разделены линейно-вытянутыми понижениями, направляющимися в сторону Днепровского (центрального) прогиба Украинской синеклизы. Одно из понижений (долин, ущелий) вырисовывается восточнее с. Петриковки, две долины — между реками Орель и Ворскла, затем сливающиеся в одну восточнее с. Маячки. Четвертая долина размещается между Кременчугской и Толоко-Подьянской валообразными возвышенно-

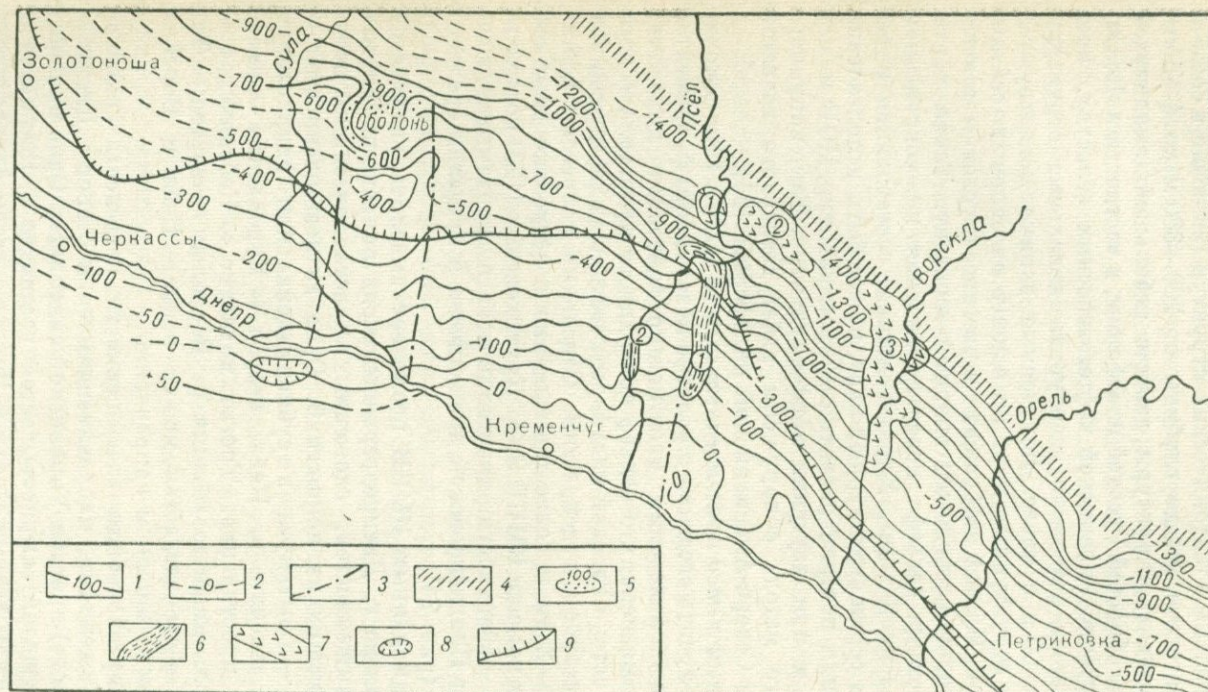


Рис. 24. Схематическая карта изогипс поверхности докембрийского фундамента на междуречье Орели и Сулы, по З. А. Крутиховской, 1955 г. [54].

1 — изогипсы поверхности фундамента; 2 — предполагаемые изогипсы; 3 — линии разломов; 4 — зона резкого погружения фундамента; 5 — впадины в фундаменте (Оболоновская); 6 — площади развития пород железорудной формации криворожского типа (цифры в кружках); 7 — площади развития железисто-эффузивных образований верховского типа (цифры в кружках); 1 — Хорольская аномалия, 2 — Омельницко-Ламанская аномалия, 3 — Толоко-Поднянская аномалия, 3 — Кобелякская аномалия; 8 — площадь распространения каменноугольных отложений; 9 — граница выклинивания каменноугольных отложений.

стями. Несколько долин намечается между Пслом и Сулой. В. Г. Бондарчук [21] считает, что вышеперечисленные линейные понижения в фундаменте, очевидно, представляют собой долины (ущелья), падающие к Днепровскому центральному прогибу. Параллельный анализ данных КМПВ и фаций помогает установить возраст этих возвышенностей и разделяющих их понижений как очень древний и предположить их существование в первую половину палеозоя.

При помощи КМПВ могут быть также обнаружены и погребенные морфоскульптуры. Этим методом выявлены, например, рифогенные морфоскульптуры в Приуральском прогибе [23]. Наиболее целесообразным считается совместное применение МОВ и КМПВ, что значительно повышает степень надежности интерпретации данных, полученных названными методами.

Метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (РНП) дает возможность выявить морфоструктуры осадочного чехла.

Результаты наблюдений методом РНП, оформленные в виде разрезов по профилям, дают наглядную и более точную, чем другие геофизические методы, картину погребенного рельефа. Примером может служить профиль (рис. 25), заложенный на одном из участков Припятского прогиба [245]. На нем вырисовываются морфоструктуры, созданные соляным тектогенезом. Наличие поверхностей несогласия между соляной девонской толщей, каменноугольными, пермскими, триасовыми, юрскими и меловыми осадками свидетельствует о сложности истории формирования рельефа. Отсутствие каменноугольных отложений на своде морфоструктур говорит о том, что они в это время были выражены в наземном рельефе. Некоторое увеличение мощностей около одной из структур указывает на формирование каменноугольного прогиба. Рост структур прекратился в перми, к концу которой они были разрушены и погребены под осадками этого же или триасового периода. В дальнейшем участок представлял собой равнину, а наличие перерывов в осадконакоплении свидетельствует об изменявшихся условиях формирования ее рельефа.

Второй пример — профиль, заложенный на Новониколаевском участке в юго-восточной части Приднепровской низменности (рис. 26). На нем четко вырисовывается локальная морфоструктура. Сближение отражающих горизонтов в связи с уменьшением мощностей в сводовой части структуры свидетельствует о выраженности ее в рельефе. О том же говорит выклинивание отражающих поверхностей на ее склонах. В процессе формирования происходило некоторое смещение сводовой части морфоструктуры в юго-западном направлении. В дальнейшем рост структуры прекратился или она была разрушена денудационными процессами и в последующие этапы в рельефе не была выражена.

Метод РНП позволяет выявить и погребенные морфоскульптуры. С его помощью обнаружены рифы различного возраста (девонского, пермского в нескольких местах на Канадской и Русской платфор-

мах). В Предуральском прогибе описаны рифы ассельско-сакмарско-артинского возраста (рис. 27) [265], позднефранско-фаменского возраста [264].

Метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). При помощи метода ГСЗ получают сведения о строении всей толщи земной коры (до слоя Мохоровичича) на протяжении сотен километров. На основании материалов, полученных методом ГСЗ, строятся профили, а также карты рельефа поверхности отдельных глубинных горизонтов в изолиниях. Изучение результатов исследований строения

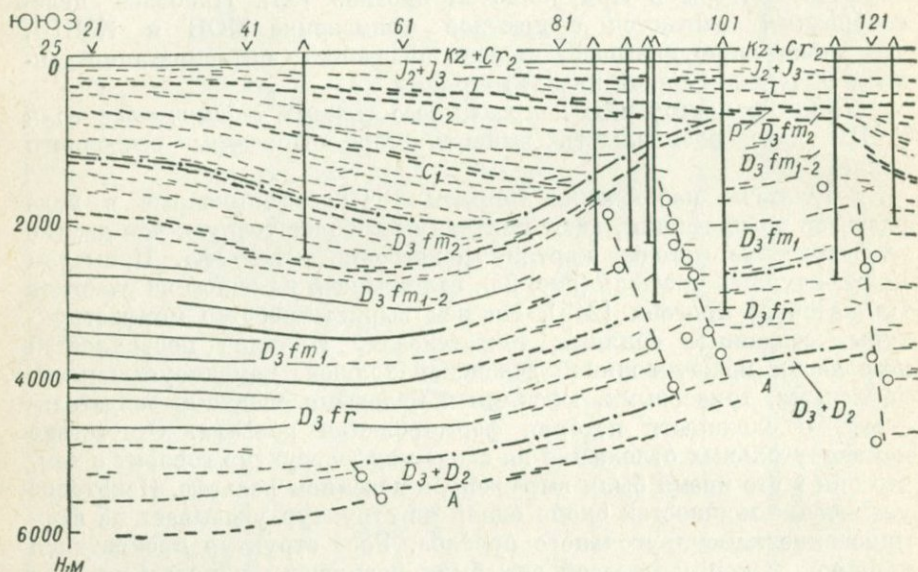


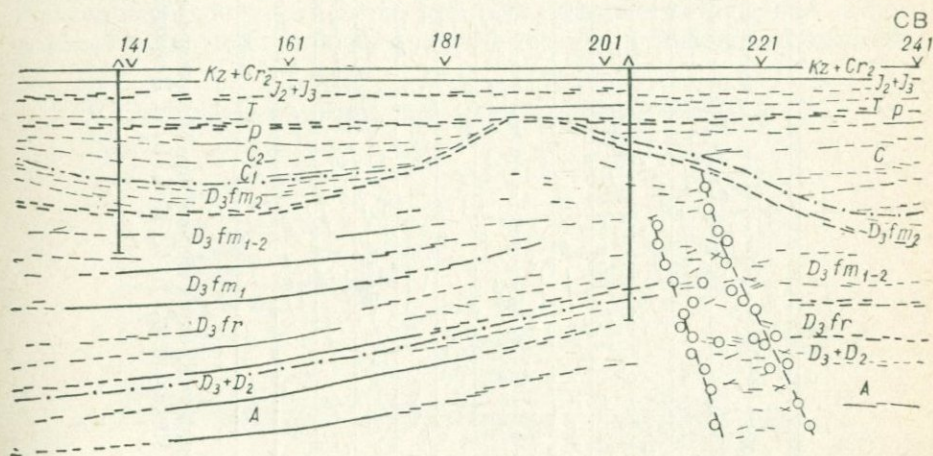
Рис. 25. Сейсмический профиль через участок Приятского прогиба по методу РНП,

Земли методом ГСЗ дает возможность проследить мега- и макроформы погребенного рельефа, мегаструктуры, морфоструктуры первого порядка, а также крупные морфоструктурные элементы, входящие в их состав. На одном из профилей ГСЗ, составленном Ю. Б. Демиденко и М. Г. Манюта [83] по линии Звенигородка — Новгород-Северский (рис. 28), отчетливо видны общие черты рельефа поверхности кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Не менее четко вырисовываются черты погребенного рельефа осадочной толщи, возникшие при участии соляного тектогенеза.

Электрометрические методы основаны на изучении естественного или искусственно созданного электрического поля. По данным одного из них — *электропрофилеирования* — составляют электропрофили и карты равных сопротивлений. Интерпретация профилей и карт дает возможность установить наличие погребенных морфоструктур (возвышенностей и понижений) разных порядков на поверхности опорных горизонтов. Карты равных сопротивлений

помогают установить размеры их площадей и ориентировку в пространстве.

Широко применяемые для изучения земной коры *вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ)* и *дипольное электрическое зондирование (ДЭЗ)* дают достаточно достоверный материал для характеристики структурного рельефа фундамента разного возраста (докембрийского, палеозойского), а также вышелегающих слоев горных пород осадочного чехла. Наиболее положительные результаты ВЭЗ дает при неглубоком залегании фундамента (рис. 29).



по Л. А. Рябинкину, Ю. В. Напалкову, В. В. Знаменскому и другим, 1962 г.

Локальные структурные формы могут быть обнаружены ВЭЗ и ДЭЗ достаточно точно в тех случаях, когда опорный горизонт залегает на глубине до нескольких сотен метров от поверхности Земли. В Западном Предуральском прогибе этими методами были обнаружены рифовые постройки.

При помощи *метода теллурических токов (ТТ)* может быть получена качественная характеристика рельефа фундамента древних и молодых платформ в тех случаях, когда в осадочном чехле отсутствуют галогенные экранирующие горизонты. В областях развития солянокупольных структур метод ТТ дает возможность обнаружить даже небольшие структуры.

Метод равных соотношений мощностей предложен Н. А. Самборским и Ю. М. Денисовым [221] для палеотектонических построений. Может быть использован для целей палеогеоморфологического анализа. В основу метода положено изучение на сейсмических профилях отражающих площадок, которые

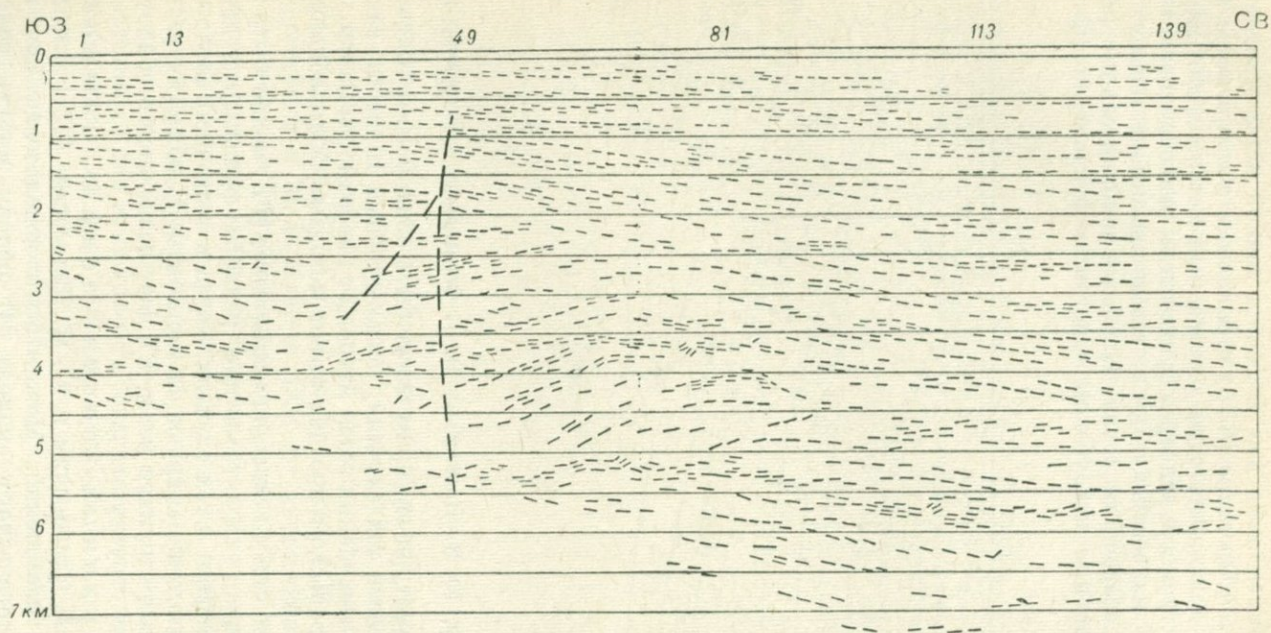


Рис. 26. Сейсмический профиль через Новониколаевский участок на юго-востоке Приднепровской низменности, по Н. П. Ивановой, Н. А. Коноваловой, А. Михальцеву, И. Н. Кей, В. С. Петровой, 1962 г.

дают общее представление об условиях залегания слоев (указывают на перегиб слоев и крутизну падения крыльев намечающихся складок и т. д.). В качестве величин, используемых при построении профилей, применяются отношения мощностей пачки слоев пород, ограниченных линиями, согласованными с общим направлением отражающих площадей на профиле. Верхней границей пачки слоев служит любой опорный сейсмический или стратиграфический горизонт. Нижнюю границу проводят в более древних слоях. На каждом сейсмическом профиле выбирается не менее трех точек наблюдений: одна на перегибе слоев и две на крыльях. Мощность отложений между верхней и нижней границей в первой точке принимается за единицу

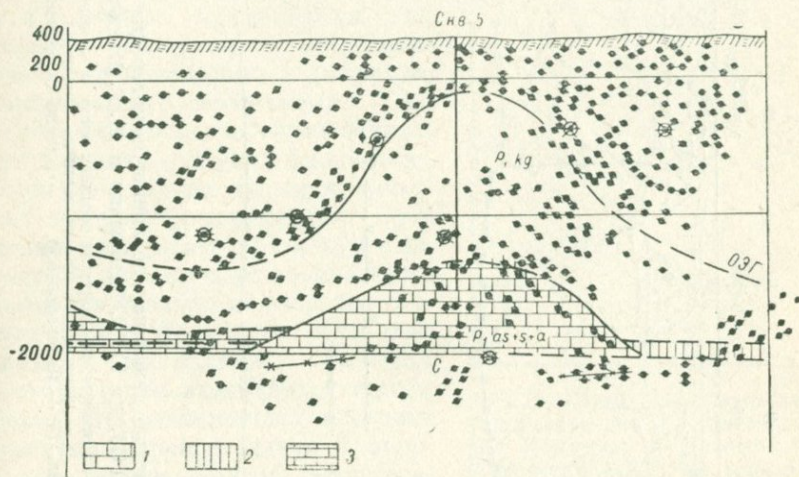


Рис. 27. Сейсмогеологический профиль через Кумертауский рифовый массив (по Ф. И. Хатьянову, Я. И. Шульцу, В. В. Куряевой, 1963 г.).

1 — рифовая фация ($P, as + s + a$) — ассельско-сакмаро-артинского возраста; 2 — глубоководная депрессионная фация; 3 — платформенная фация (того же возраста); $OЭГ$ — опорный электрический горизонт.

измерения. Затем определяют мощности в других точках и вычисляют отношение мощностей. Полученные данные наносят на карту и интерпретируют их как данные карты равных мощностей (изопахит). Составленная схема равных отношений мощностей при корреляции сейсмических горизонтов с определенными стратиграфическими горизонтами позволяет установить выраженность структуры в рельефе на определенном этапе рельефообразования. Если на изучаемой площади пробурено несколько скважин, то они используются для корреляции отложений, возраст которых известен, и сейсмических данных.

Применив метод равных отношений мощностей для позднепалеозойских отложений, авторы [221] установили, что Солоховско-Диканьская брахиантиклиналь, размещающаяся в бассейне рек Псёл и Ворскла, в предпозднепермскую эпоху представляла собой до-

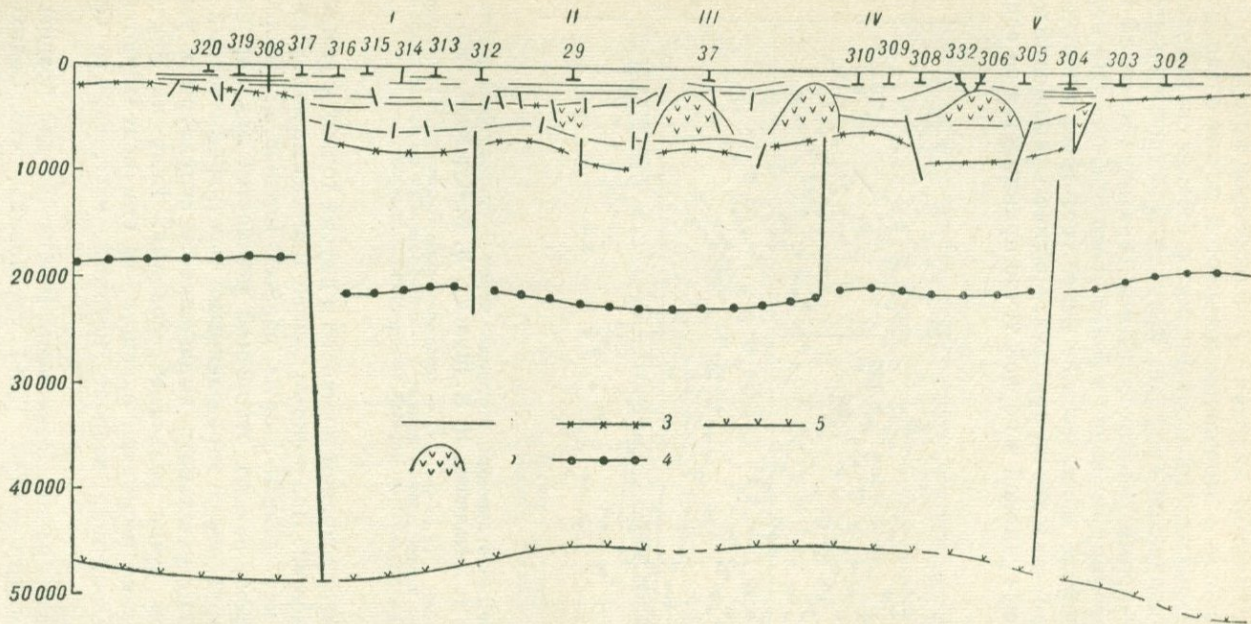


Рис. 28. Поперечный профиль через Украинскую синеклизу по линии Звенигородка — Новгород-Северский по данным МОВ, КМПВ и ГСЗ, по Ю. Б. Демиденко и М. Г. Манюта [83].

1 — опорные сейсмические горизонты в осадочном комплексе; 2 — контуры соляных масс; 3 — поверхность кристаллического фундамента; 4 — поверхность базальтового слоя; 5 — поверхность Моховичича; поднятия: I — Малодевицкое, II — Ичнянское, III — Буромское, IV — Ивангородское, V — Велико-Загоровское.

вольно крупное поднятие, на сводовой части которого располагалось несколько небольших поднятий, разделенных депрессиями.

Анализ мощностей, выраженных в условных единицах, показывает их уменьшение в сторону сводовой части отмеченных поднятий. Полученные данные свидетельствуют о том, что поднятия были выражены в рельефе равнины позднеремской эпохи в виде положительных форм — крупных валообразных возвышенностей, на сводовых частях которых возвышались отдельные холмообразные вершины.

Геофизические методы изучения скважин обычно применяются как способы бескернового исследования геологических разрезов, вскрываемых скважинами. Они основаны на использовании данных петрофизики — науки о физических свойствах горных пород и факторах, которые их определяют. Применение геофизических методов изучения скважин дает возможность измерить физические свойства горных пород. Последние тесно связаны с минеральным составом и структурами измеряемых горных пород. Эта зависимость позволяет решать следующие задачи: 1) определять горные породы, вскрываемые скважиной, изучать их структуру и текстуру, выделять пропластки и включения; 2) измерять элементы залегания (угол и азимут падения, простирания пластов и рудных тел); 3) выявлять полезные ископаемые (нефть, газ, каменные угли, рудные месторождения); 4) качественно и количественно оценивать нефтенасыщение, газонасыщение, угленасыщение и определение горных пород [81], а также решать ряд специальных задач, связанных с оценкой технического состояния скважин и процессов разработки нефтегазовых месторождений.

Применение этих методов тесно связано с решением практических задач. Комплекс их нередко называют промышленной геофизикой [80, 81]. Часто описываемые методы называют каротажем (электрический каротаж, магнитный каротаж и т. д.). Применение этих методов позволило перейти почти повсеместно к бескерновому бурению (за исключением опорных, картировочных и некоторых разведочных скважин). Геофизические методы позволяют дать более детальную

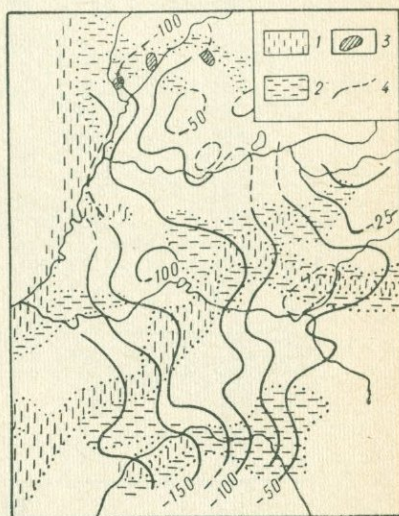


Рис. 29. Схема расположения древних и современных долин в бассейнах рек Кондурчи и Большой Сульчи (Татарская АССР) по данным электроразведки, по Л. Н. Розанову и М. В. Чирвинской [210].

1 — зоны глубокого размыва опорного горизонта; 2 — зоны частичного размыва и выщелачивания гипсов; 3 — обнажения ачкагельских пород; 4 — стратозогипсы по кровле электрического репера.

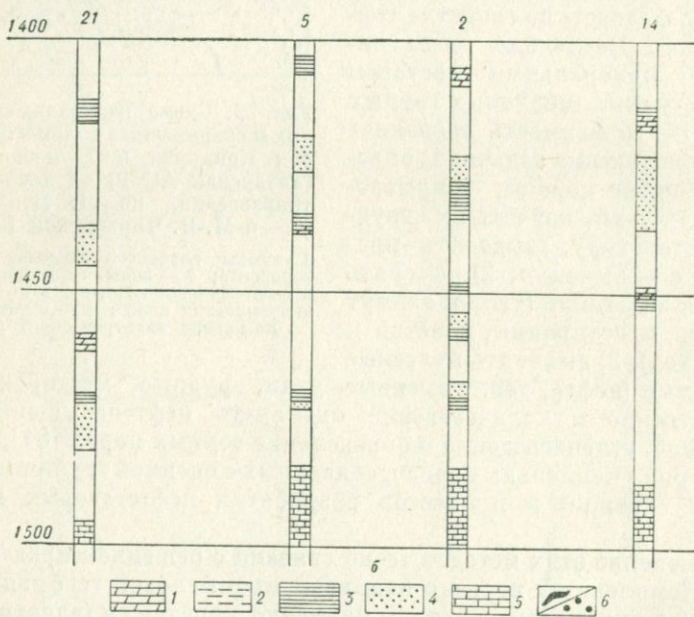
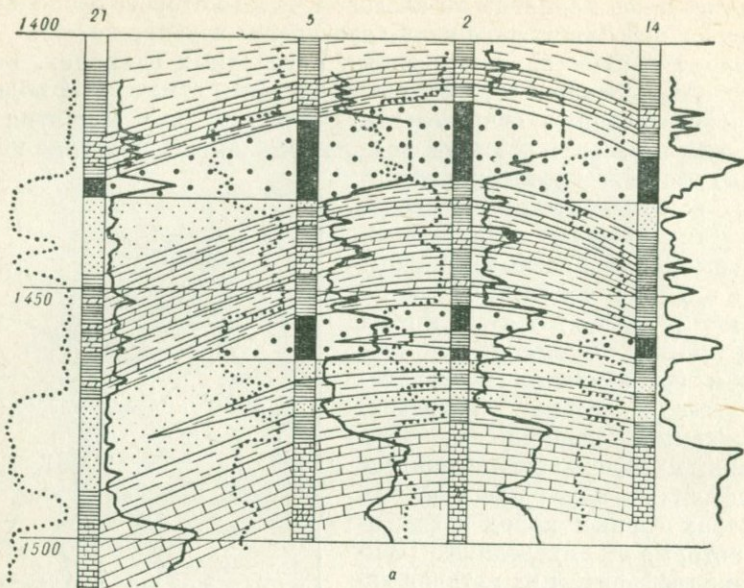


Рис. 30. Геологический разрез через нефтяное месторождение, построенный по данным промышленной геофизики (а) и геологические колонки с данными отбора керна (б), по В. Н. Дахнову [81].
 1 — мергель; 2 — аргиллит; 3 — глина; 4 — песок; 5 — известняк; 6 — нефть.

интерпретацию геологического разреза, чем результаты бурения с извлечением керна (рис. 30).

Комплекс описываемых методов имеет большое значение для изучения погребенного рельефа, так как он позволяет изучать погребенные формы (рис. 30, 31), в частности поверхности несогласия, тектонические структурные формы (складчатые и разрывные), а также оценивать факторы метаморфогенеза погребенного рельефа. В него входит более 25 методов.

Электрические методы (или электрометрия скважин) включают [80, 81]: а) метод кажущегося сопротивления в различных

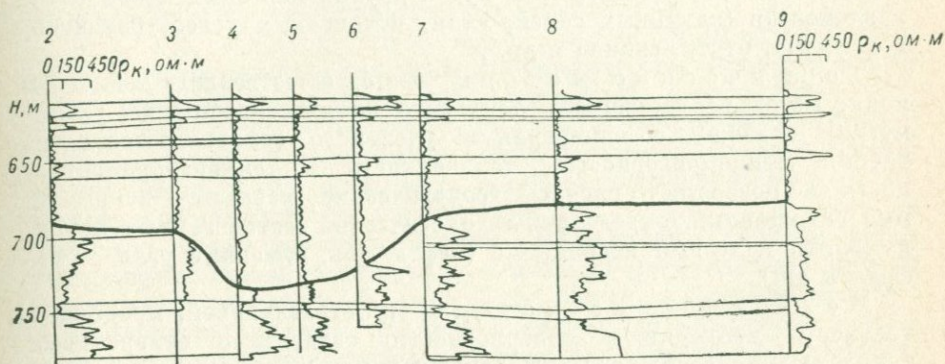


Рис. 31. Установление неровностей погребенного рельефа (жирная линия) на основании изучения каротажных диаграмм, по В. Н. Дахнову [218].

вариантах (потенциал- и градиент-зонды, микрозонды, боковое электрическое зондирование); б) методы сопротивления заземления; в) метод индукционный; г) методы потенциалов собственной поляризации, электродных потенциалов и гальванических пар; д) метод потенциалов вызванной поляризации; е) метод диэлектрической проницаемости. Эти методы основаны на измерениях электрических свойств горных пород. Интерпретация полученных данных позволяет составить геологические разрезы скважин, определять горные породы, мощности пластов, условия их залегания, коллекторские свойства горных пород (пористость, проницаемость), выявлять полезные ископаемые.

Магнитные методы (метод магнитной восприимчивости, метод напряженности земного магнитного поля) связаны с измерениями намагниченности горных пород и используются для выявления пород, содержащих магнитные минералы и месторождения магнитных железных руд. Иногда степень магнитной восприимчивости используется для решения стратиграфических задач или исследования литологического состава горных пород.

Группа ядерных (или радиоактивных) методов включает методы естественного излучения, искусственного

излучения, активации, импульсного режима. Как отмечает В. Н. Дахнов [81, с. 76], «...ядерные методы могут быть надежными информаторами элементного состава горных пород. Более того, эти методы являются единственными, позволяющими не только изучать элементный химический состав пород, но и исследовать их более глубоко, определяя изотопный состав элементов, образующих породу». Кроме того, применение ядерных методов позволяет судить о плотности, пористости и минеральном составе пород, реконструировать условия образования осадков, а это весьма важно для палеогеоморфологических и палеогеографических исследований, выявлять месторождения радиоактивных руд и других полезных ископаемых и элементов (калийных солей, глин, ископаемых углей, бокситов, вольфрама, ртути, свинца и др.).

Термические методы (метод естественного теплового поля, метод искусственного теплового поля) основаны на термометрии скважин с измерениями удельного теплового сопротивления (теплопроводности), теплоемкости и температуропроводности и позволяют изучать геологические разрезы, вскрываемые скважинами, определять литологический состав горных пород, выявлять полезные ископаемые (нефть, газ, каменные угли, сульфиды и др.).

Механические методы (ультразвуковой, продолжительности проходки и кавернозности) связаны с измерениями таких механических свойств горных пород, как прочность, пластичность, сопротивление истиранию, способности к набуханию и разрушению в жидкостях, проводимости продольных и поперечных упругих волн. Эти методы позволяют построить геологические разрезы скважин и выявить литогенетический состав горных пород, установить степень их пористости, трещиноватости, кавернозности.

Группа геохимических методов включает методы газометрии, люминесцентно-битуминологического анализа, избирательных электродов, которые используются для поисков полезных ископаемых (газ, нефть). Эти методы не являются геофизическими, но обычно используются в комплексе с ними и с методом химического анализа газов, бурового раствора и шлама.

Метод пластовых наклономеров позволяет с помощью вводимого в скважины прибора аналогичного названия определять падение пластов пород и их углы падения относительно оси скважины. Может быть использован для исследования поверхностей погребенного рельефа.

Перечисленные методы могут дать богатый материал, необходимый для изучения погребенного рельефа и связанных с ними полезных ископаемых. В кратком руководстве нет возможности детально охарактеризовать эти методы. Их классификация дается по работе В. Н. Дахнова [81]. Описание методов геофизических исследований скважин можно найти во многих трудах [76, 80, 81, 89, 107, 178, 256 и др.].

4.5. Математические методы

Ниже рассматриваются лишь некоторые из математических методов, находящие применение при изучении погребенного рельефа. К числу их относятся методы тренд-анализа*, статистического анализа структурных поверхностей**, восстановления поэтапного развития рельефа локальных структур**, некоторые из статистических методов*, методы восстановления рельефа с помощью способа наименьших квадратов*, палеогеоморфологического моделирования*. Перечисленные выше методы могут применяться как при детальных крупномасштабных палеогеоморфологических исследованиях, так и при мелкомасштабных работах.

Метод тренд-анализа дает в руки исследователя способ, позволяющий «...отделить систематические изменения изучаемых переменных от локальных, случайных флуктуаций» [124, с. 252]. Этот метод позволяет строить карты систематических изменений картируемой переменной, которые получили название поверхностей тренда, и карт остаточных значений переменной (карт «отклонений» или «остаточного компонента»). Так, например, в одном из примеров математического анализа погребенного рельефа карта поверхности тренда отражала в изолиниях региональный наклон изучаемой поверхности, т. е. наиболее общую и ярко выраженную закономерность рельефа. На одной же из карт остаточного компонента отчетливо вырисовывались локальные структурные поднятия. Применение метода тренд-анализа в данном случае позволило установить, таким образом, региональный наклон поверхности и локальные морфоструктуры, которые на карте изучаемой поверхности в обычных изогипсах не выявлялись, так как благодаря региональному наклону трансформировались в образования типа структурных носов и т. п. По тренд-анализу существует огромная отечественная и зарубежная литература [124, 215].

Под трендом понимают любые систематические изменения, которые замечены на карте изучаемого объекта. Как указывают У. Крамбейн и Ф. Грейбилл [124, с. 252], «...методы анализа поверхностей тренда для описания результатов наблюдений на плоскости основаны на подборе соответствующего полинома с помощью общей линейной модели. Таким образом, при анализе карт используется в основном метод наименьших квадратов в условиях линейной модели». Указанный выше полином «...может содержать все или соответствующие части линейной, квадратичной или других составляющих более высоких степеней. Однако на практике почти никогда не используются степени выше четвертой или, что встречается редко, шестой» [124, с. 253].

Анализ тренда упрощается, если результаты наблюдений полагаются по равномерной прямоугольной сети. Однако и в других

* Методы описаны Ю. Ф. Чемяковым.

** Методы описаны В. И. Галицким.

случаях их можно привести к этой системе (например, методом параболической интерполяции). Можно также использовать и неортгональные полиномы. Здесь нет возможности привести математический аппарат, необходимый для решения задачи, так как это выходит за рамки данного труда. Методика выбора полиномов освещена в ряде работ [94, 124, 214]. Необходимые вычисления и построение самих карт выполняются с помощью ЭВМ (см. раздел 5.2).

При выделении региональной и локальной составляющих используются графический, аналитический и статистический методы [124]. К часто применяемым методам относится метод наименьших квадратов, или аппроксимирующих полиномов.

Задача вычисления поверхностей тренда заключается в нахождении элемента наилучшего приближения в пространстве многочленов, т. е. «в подборе такого многочлена какой-либо степени (линейной, квадратичной, кубической и выше), сумма квадратов отклонений которого от наблюдаемых значений картируемой переменной минимальна» [94, с. 17]. Форму многочлена можно изменять, добавляя или отбрасывая какие-либо члены. Эта операция приводит к перемещению из одного пространства в другое, что вызывает изменение поверхности тренда.

Построение карт анализа тренда детально описано на конкретных примерах рядом авторов [94, 124, 214 и др.]. Методы подбора наиболее оптимальных многочленов рассмотрены во многих трудах [94, 124, 214 и др.]. М. А. Романова [214], например, не рекомендует выбирать полиномы выше второй и третьей степеней, так как многочлены высоких порядков уклоняются от значения функции между узлами интерполяции тем значительно, чем выше их порядки.

Большое значение имеет оценка обусловленности матриц, содержащих данные о положении точек наблюдений, которая в значительной степени зависит от изменений в положении этих точек. Даже выбор систем координат имеет существенное значение. На примере тренд-анализа содержания кварца в золотых песках Каракумов М. А. Романова [214] показала, что избранный ею полином [$P_2(\varphi, \lambda)$] при гринвичской системе координат точек наблюдений является поверхностью эллипсоида, а при условной системе координат ($\varphi_0 = 35^\circ$ с. ш., $\lambda = 55^\circ$ в. д.) — гиперboloида. Применив числа Тодда, М. А. Романова [214] выбрала в данном случае линейную функцию в показателе степени ($m = 1$), матрица которой оказалась относительно хорошо обусловленной.

Для построения карт тренда порядка выше второго рекомендуется [124] мозаичный метод Миллера. Изучаемая территория делится на части. Для каждой из них составляется карта для поверхности второго порядка. Затем они объединяются. Полученная карта более точна, чем поверхность второго порядка, составленная для всей площади в целом.

Карты остаточного компонента могут составляться для поверхностей разных порядков (линейной, квадратичной, кубической и др.) путем вычитания региональной составляющей (рис. 32, 33).

В картах остаточного компонента преобладают члены региональных поверхностей более высоких степеней, чем исходная карта регионального компонента. Выбор аппроксимирующего полинома очень важен для получения наиболее надежных результатов, выделения регионального и локального компонентов и для правильной их геоморфологической интерпретации.

В качестве опыта применения тренд-анализа укажем на изучение поверхностей выравнивания Центрального Казахстана, выполненное Н. В. Скубловой [231] с помощью экспоненциальных функций. В основе метода лежала аппроксимация высотных отметок древней поверхности денудационного выравнивания поверхностью двумерной регрессии. В процессе исследования каждая отметка рассматривалась в виде суммы регионального (систематического) и локального (случайного) компонентов. По первой из них была построена карта поверхности тренда, представляющая собой теоретическую поверхность, отражающую общую тенденцию (тренд) в изменении высотных отметок изучаемой древней поверхности выравнивания. Эта карта изображала региональную составляющую неотектонических движений. Разности между наблюдаемыми и теоретическими значениями высот были использованы для составления карты локального (случайного) компонента — карты остаточных высот, позволяющей различать локальные новейшие структурные формы.

В другом примере [307] исследовалась погребенная поверхность субаэрального выравнивания, лежащая вначале горизонтально, а затем нарушенная тектоническими движениями и местами расчлененная эрозией. Поверхность эта была вскрыта буровыми скважинами. На карте поверхности тренда отчетливо выявилась региональная составляющая — наклон погребенной поверхности в определенном

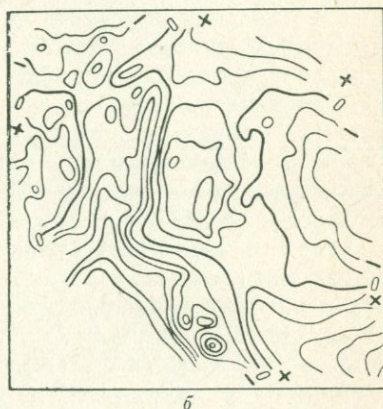
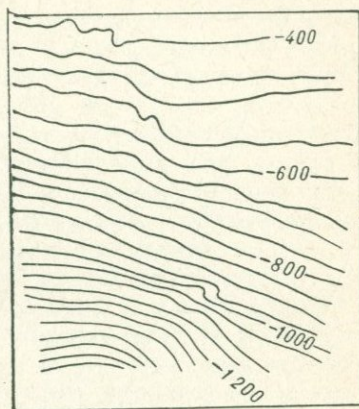


Рис. 32. Карта рельефа поверхности «Главного несогласия» (а) в штате Канзас (США) и карта отклонений от линейной составляющей поверхности «Главного несогласия» (б), показывающая локальные морфоструктуры, не выявляющиеся на первой карте [94].

Сечение горизонталей через 30 м.

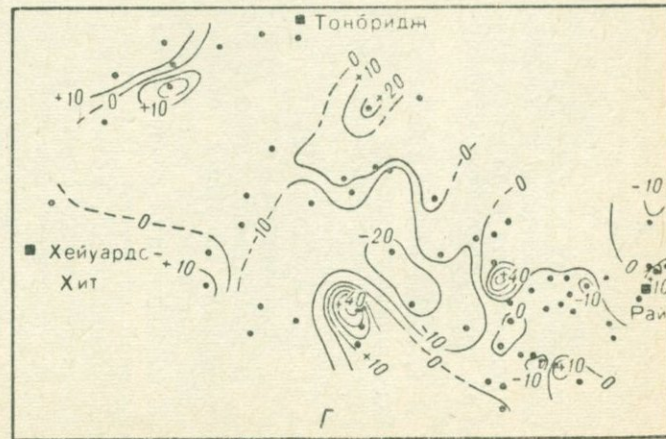
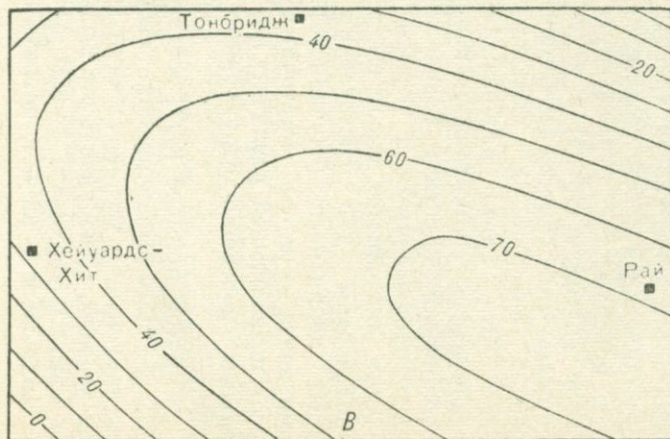
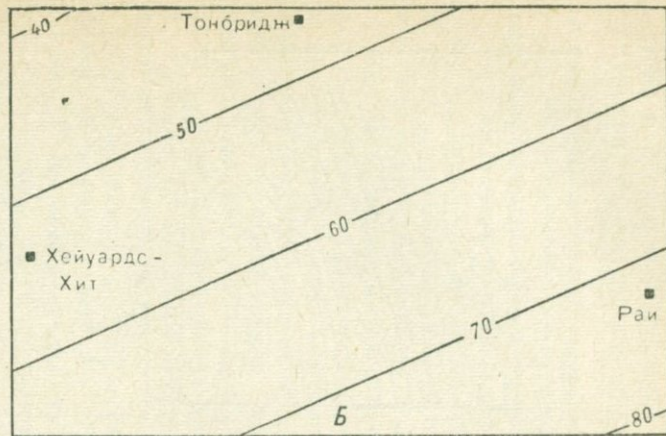
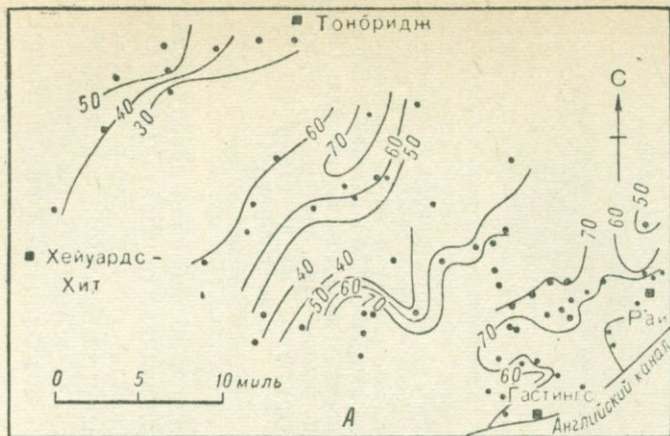


Рис. 33. Карты наблюдаемых значений, тренда и локального компонента по результатам измерений размеров зерен циркона во фракциях тяжелых минералов из верхней части галечникового слоя Ашдаун (нижний мел) на юго-востоке Англии, по П. Аллену и У. Крамбейну [124], иллюстрирующие возможность метода тренд-анализа.

А — карта результатов наблюдений размеров зерен циркона, показывающая перемену циркона с юго-востока, осложненное локальным потоком циркона с северо-востока; Б — карта поверхности тренда первого порядка (плоскость), показывающая основную закономерность: уменьшение размеров зерен циркона с юго-востока на северо-запад, а следовательно и, перенос их в том же направлении; В — карта поверхности тренда второго порядка (квадратичная поверхность), отражающая значительные региональные изменения в размерах зерен циркона; Г — карта отклонений от поверхности второго порядка (локального или остаточного компонента), построенная по отклонениям наблюдаемых значений размеров зерен циркона от теоретически вычисленных значений. Отчетливо выделяются локальные флуктуации к востоку от центра карты.

1 — изолинии равных значений размеров зерен циркона (штриховые — предпологаемые) проведены через 10 мкм; 2 — точки наблюдений; 3 — населенные пункты.

направлении, а на карте локальной составляющей отразилось влияние эрозионного расчленения. В ряде примеров [124, 214] карты региональной составляющей показали закономерное изменение гранулометрического состава осадков в определенном направлении, а карты локального компонента отражали местные изменения гранулометрии отложений (см. рис. 33).

Тренд-анализ вполне может быть применен для изучения и картографирования (см. раздел 5.2) погребенного рельефа, в особенности поверхностей денудационного выравнивания, и выявления наложенных процессов метаморфогенеза.

Метод статистического анализа структурных поверхностей предложен М. Ф. Мирчинком и В. П. Бухарцевым [157] для выявления нефтегазоносных структур. Может быть использован в палеогеоморфологии при изучении морфологии и истории формирования платформенных структур, поверхностей погребенного рельефа и поверхностей любого другого происхождения, выявления перерывов в осадконакоплении и их влияния на соотношение структурных планов; выяснения времени заложения локальных антиклинальных структур, что важно при поисках нефти и газа, а также при разработке классификации локальных поднятий по характеру плановых соотношений.

В основу метода положены принципы теории вероятностей и математической статистики с применением теории корреляции. Возможность использования последней основывается на принципе определения одного, важного в конкретном исследовании, аргумента при отсутствии сведений о числе и качестве остальных независимых переменных. Корреляция может быть линейной и нелинейной, положительной и отрицательной. иметь ту или иную тесноту связи. Если с увеличением одной величины увеличивается и вторая величина, то корреляция называется линейной. Когда с увеличением одной величины другая уменьшается, корреляция будет именоваться линейной отрицательной.

Любая поверхность может быть задана распределением абсолютных отметок, глубин ее залегания. Их получают при помощи геологической съемки, геофизических методов, бурения.

При линейной корреляции теснота связи оценивается коэффициентом линейной корреляции r , что может быть выражено формулой

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{n(\delta x - \delta y)}, \quad (1)$$

где x и y — абсолютные отметки сравниваемых поверхностей; \bar{x} и \bar{y} — среднеарифметические их значения; δx и δy — среднеквадратичные отклонения (стандарты); n — число наблюдений.

Преобразование формулы (1) дает возможность получить рабочую (расчетную) формулу:

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}}, \quad (2)$$

где стандарты δx и δy соответственно заменены на сумму $(x - \bar{x})^2$ и $(y - \bar{y})^2$. Значения \bar{x} и \bar{y} дают представления о средних глубинах залегания структурных поверхностей изучаемой территории (x — абсолютная отметка нижней, y — абсолютная отметка верхней поверхности). Эти показатели могут быть использованы для построения мелкомасштабных сводных структурных карт. Разность между ними дает возможность построить карты равных мощностей. Стандарты δx и δy характеризуют собой средние отклонения от уровней с отметками \bar{x} и \bar{y} и дают возможность объективного воспроизведения амплитуд структурных поверхностей и их дальнейшего сопоставления. Показатель r является обобщенной количественной характеристикой степени соответствия структурных планов любых двух структурных поверхностей, например подошвы и кровли любого стратиграфического подразделения. Это коэффициент линейной корреляции зависимости между абсолютными глубинами залегания сравниваемых поверхностей. Он может изменяться в диапазоне от $+1$ до -1 .

В случае совпадения поверхностей (при точном плановом соответствии) коэффициент линейной корреляции равен 1. Выделяются два вида планового соответствия — прямое и обратное. В прямом соответствии могут находиться любые одноименные пары поверхностей: две антиклинальные, две синклинали, две моноклинали. Обратному соответствию отвечает соотношение замкнутых антиклинали и синклинали, двух моноклиналей, падающих в противоположные стороны, и т. д. Коэффициент линейной корреляции в этих случаях будет соответственно равен $+1$ и -1 . С другой стороны, может наблюдаться и полное плановое несоответствие, как, например, соотношение симметрично замкнутой антеклизы и моноклинали. В таком случае линейная связь отсутствует и, естественно, коэффициент линейной корреляции будет равен нулю. Могут быть зафиксированы и промежуточные случаи неполного планового соот-

ветствия и неполного планового несоответствия. Примером последнего может быть сочетание двух антиклинальных структурных поверхностей, отличающихся по форме. В общем случае при этом варианте $1 > r > 0$.

Для изучения закономерностей изменения плановых и амплитудных структурных соотношений по стратиграфическому разрезу М. Ф. Мирчинком и В. П. Бухарцевым [157] предложена следующая методика. При корреляции каротажных диаграмм скважин на исследуемых площадях выделяется 15—20 структурных поверхностей. Затем проводится последовательное сравнение смежных пар структурных поверхностей и вычисляется коэффициент корреляции r_s . Полученные значения r_s сводятся в график функции $r_s = R_s(M)$, где M — накопленная от начального стратиграфического уровня вертикальная мощность, а r_s — значение коэффициентов корреляции для исследуемых смежных поверхностей. Для построения графика функции $r_s = R_s(M)$ по горизонтальной оси откладываются значения M , а по вертикальной — r_s . Форма данной зависимости $r_s = R_s(M)$ является важнейшей характеристикой исследуемых структур.

Применяя вышеописанную методику, можно выявить плановое соотношение вышележащих слоев с какой-либо одной более древней поверхностью. Эта самая древняя, наиболее глубоко залегающая, поверхность принимается за базисную. Показатель геолого-статистического параллельного сравнения любой поверхности с базисной обозначается индексом «баз». Показатель планового соотношения пары сравниваемых поверхностей обозначается индексом $r_{баз}$. Его расчетная формула такая же, как и для r в формуле (2).

Расчет планового соотношения вышележащих толщ и базисной поверхности рассмотрим на примере Чернухинской морфоструктуры (северо-западная часть Приднепровской низменной равнины). Базисной поверхностью избрана подошва пересажской свиты верхней перми (P_2rg). С ней сравнивались кровля пересажской свиты, дронковский репер (средина дроновской свиты верхней перми), подошва триаса, второй песчаник внутри триасовых отложений, подошва средней юры, келловая, оксфорда, нижнего мела, сеномана, канева и современная поверхность земной коры.

Расчет планового соотношения базисной и вышележащих поверхностей производится попарно: сравниваются базисная поверхность и кровля пересажской свиты, базисная поверхность и подошва отложений триаса и т. д. Данные расчета планового соотношения каждой пары сравниваемых поверхностей сводятся в таблицу, а затем по формуле (2) вычисляется показатель планового соотношения.

Ниже приводится таблица расчета планового соотношения рельефа субаэральной и базисной поверхности земной коры (таблица). Вставив полученные данные в формулу (2), получаем

$$r_{rg} = \frac{3616}{90 \cdot 345 \cdot 380} = \frac{3616}{34 \cdot 331 \cdot 100} = 0,61.$$

РАСЧЕТ ПЛАНОВОГО СООТНОШЕНИЯ РЕЛЬЕФА СОВРЕМЕННОЙ И БАЗИСНОЙ
ПОВЕРХНОСТЕЙ ЧЕРНУХИНСКОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ

Номер скв.	x	y	$x - \bar{x}$	$y - \bar{y}$	$(x - \bar{x})(y - \bar{y})$	$(x - \bar{x})^2$	$(y - \bar{y})^2$
1	1 395	161	-51	+3	-153	2 601	9
2	1 495	155	+49	-3	-147	2 401	9
3	1 410	161	-36	+3	-108	1 296	9
4	1 460	161	+14	+3	+42	196	9
5	1 480	162	+34	+4	+136	1 146	16
6	1 600	161	+154	+4	+616	23 716	16
7	1 465	154	+19	-4	-76	361	16
18	1 540	160	+94	+2	+186	8 836	4
11	1 230	142	-216	-16	+3456	46 656	256
12	1 390	164	-56	+6	-336	3 136	36
Итого	14 465	1582			+3616	90 345	380
Среднее	1 440	158					

На основании полученных значений показателя планового соотношения, или коэффициента корреляции $r_{\text{баз}}$, строится график изменений планового соотношения.

График планового соотношения рельефа видимой и погребенных разновозрастных поверхностей с базисной поверхностью Чернухинской морфоструктуры (рис. 34) наглядно показывает высокое значение коэффициента корреляции для всего мезозойского отрезка истории ее развития (более 0,90). На графике отмечаются два минимума. Один из них приурочен к середине триаса, а другой — к раннему мелу. Для рельефа поверхностей того времени коэффициент корреляции равен соответственно 0,90 и 0,85. Плановое соответствие между рельефом базисной поверхности и видимой поверхности морфоструктуры уменьшается, о чем свидетельствует коэффициент корреляции, равный 0,61. График дает возможность сделать вывод о степени планового соответствия рельефа разновозрастных погребенных поверхностей и, следовательно, особенностей развития унаследованных морфоструктур. Унаследованное развитие и высокая степень связи между погребенным и современным рельефом обеспечивают успешный поиск локальных морфоструктур.

Метод восстановления поэтапного развития рельефа локальных структур разработан И. Г. Барановым, В. И. Галицким, А. К. Цыпко [10, 56]. Используется для выяснения времени формирования и развития замкнутых структурных форм и связанных с ними погребенных форм рельефа как возможных ловушек углеводородов. Эти задачи в настоящее время решаются с помощью метода анализа палеотектонических карт и профилей (см. раздел 4.2). Описываемый метод позволяет не только

восстановить историю развития структур, но и дать их количественную характеристику. Сущность метода заключается в том, что, применяя геолого-статистический анализ, используют не абсолютные отметки глубин залегания структурных поверхностей, а мощности разбуренных отложений. Последнее дает возможность выяснить соотношение любой поверхности с ее положением на определенном этапе развития, при этом сохраняется основной принцип палеотектонического анализа.

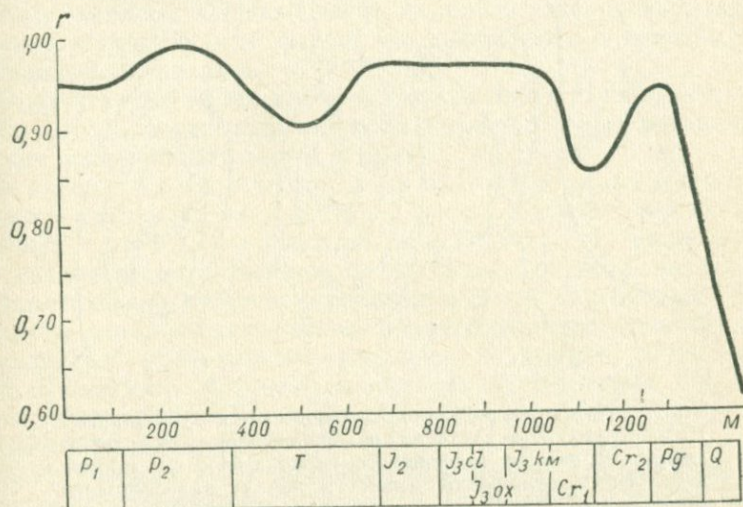


Рис. 34. График планового соотношения рельефа современной и погребенной поверхностей с базисной поверхностью Чернухинской морфоструктуры, по В. И. Галицкому [54].

Предлагаемый метод не требует построения серии палеотектонических карт, а ограничивается математическими вычислениями. Для установления количественной характеристики степени соответствия между современным обликом поверхности и ее положением к определенному этапу развития структуры используется формула

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}},$$

предложенная М. Ф. Мирчинком и В. П. Бухарцевым [157]. Она применима также для выяснения характера соотношения смежных структурных поверхностей. Здесь x и y обозначают абсолютные отметки современной поверхности, а \bar{x} и \bar{y} — их средние значения. В указанной выше формуле x — абсолютная отметка глубины залегания интересующей современной поверхности, а y — мощности, заключенные между выбранной поверхностью и ее положением к определенному этапу развития современной поверхности.

Как и в случае с современными структурными поверхностями, значение коэффициента корреляции r изменяется в пределах от $+1$ до -1 . При $r = +1$ можно говорить о полном прямом соответствии восстановленной структурной поверхности с ее современной формой. Если $r = -1$, то соотношение современной и восстановленной поверхностей может рассматриваться как прямое обратное соответствие (антиклиналь — синклиналь).

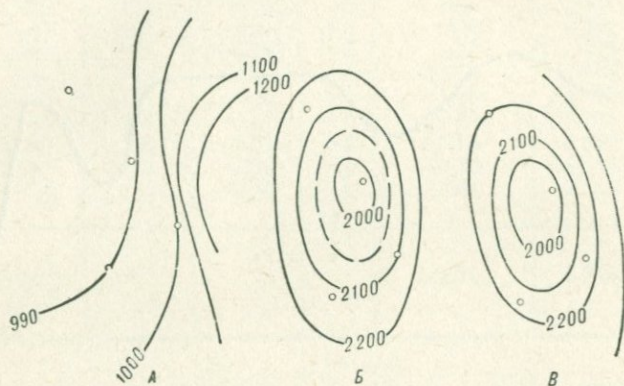


Рис. 35. Поэтапное развитие Видельцевской структуры [54]. Палеоструктурные карты по кровле межсоловых отложений девона к началу карбонового периода (А), по кровле межсоловых отложений девона к началу палеогенового периода (Б), современная структурная карта по кровле межсоловых отложений (В).

В связи с тем, что прямое полное соответствие встречается очень редко, необходимо выяснить это соотношение при промежуточных значениях коэффициента линейной корреляции, т. е. при $0,5 > r > 0$ и $1 > r > 0,5$. В первом случае форма восстановленной поверхности будет резко отличаться от современной (структурный нос — антиклиналь), а во втором — их формы будут близки.

Рассмотрим предлагаемый метод на примере Видельцевского поднятия в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (рис. 35). Сопоставляя палеотектонические карты Видельцевской структуры по кровле межсоловых отложений девона, к началу каменноугольного и палеогенового периода, можно сделать вывод, что существовавшая в предкаменноугольное время незамкнутая структурная форма к началу палеогена превратилась в замкнутую, соответствующую по своим морфологическим чертам современной структуре по кровле межсоловых отложений девона. Аналогичный вывод получен и при вычислении коэффициента корреляции между современным обликом поверхности и ее положением к началу каменноугольного и палеогенового периода. В первом случае $r = 0,24$, а во втором $r = 0,94$.

Низкий коэффициент корреляции свидетельствует о несоответствии форм восстановленной структурной поверхности кровли межсолевых отложений девона ее современной структуре и, следовательно, об отсутствии на Видельцевском поднятии к этому времени замкнутой структурной формы. Коэффициент корреляции 0,94 говорит о высокой степени соответствия между современной структурной поверхностью по кровле межсолевых отложений девона и ее положением к началу палеогенового периода. Отсюда следует вывод, что к этому времени Видельцевское поднятие уже существовало как замкнутая структурная форма, что согласуется с выводами палеотектонического анализа.

Предлагаемый метод может и должен найти применение как экспресс-метод при решении вопросов о времени формирования структурных палеоловушек нефти и газа.

Метод сопряженного корреляционного анализа подобия структурных поверхностей и тренд-анализа разработан С. Н. Тесаковым [246] для сравнительного анализа погребенного рельефа на различных хронологических рубежах и сравнения его с современным. Теоретическая и методическая основа корреляционного анализа подобия структурных поверхностей изложена в трудах В. И. Аронова, В. П. Бухарцева, Ю. А. Воронина, Ю. А. Косыгина, М. Ф. Мирчинка, Д. А. Родионова и других авторов. Метод тренд-анализа освещен в разделах 4.5 и 5.2.

С. Н. Тесаков [246] применил эти методы для изучения разновозрастных структурных планов в Равнинном Крыму, Северном Причерноморье и Восточном Предкавказье. Корреляционный анализ степени подобия разновозрастных структурных поверхностей проводился им по абсолютным отметкам поверхностей современного рельефа, погребенного рельефа и кровли верхнемеловых отложений. Для этого использовались данные бурения и другие материалы, из которых можно получить отметки реперных поверхностей. Затем рассчитывались матрицы линейных коэффициентов корреляции между отметками современного рельефа, погребенного рельефа, кровли верхнемеловых отложений и значениями мощностей новейших отложений. Полученные данные близки к единице, однако этот результат в данном случае отражает только региональный наклон изучаемых поверхностей с юго-запада на северо-восток. Чтобы снять его влияние, в отделе математических методов ВНИГНИ разработана программа для ЭВМ типа БЭСМ-4 расчета поверхности тренда методом скользящего среднего по квадратной палетке со стороной 16 км. Это позволяет выделять локальные структуры аналогичного порядка, пользуясь формулами

$$f_n(mh_1lh) = \frac{1}{(lh+1)^2} \sum_{i=-n}^{+n} \sum_{j=-n}^{+n}; \quad f \sum (m-i)h_1(l-j)h;$$

$$f \sum (mh_1lh) - f_n(mh_1lh),$$

где h — шаг расчетной сети, $n = 1 + 10$; $m, l = 1, 2, 3...$

Полученные результаты позволили построить карты регионального тренда (закономерностей распределения отметок структурных поверхностей, обусловленных тектоникой) и карты остаточного тренда (локальных деформаций, происходящих на фоне региональных). Сравнение их позволяет изучить черты перестройки структурного плана, выявления сходства (степени подобия) и различия локальных деформаций. «Конечная цель таких исследований — определение как качественных критериев прогноза деформаций одной поверхности по известным деформациям другой, так и количественных критериев такого прогноза, или, другими словами, установление прогнозной формулы в форме уравнения регрессии» [246, с. 77]. Описываемый метод позволяет качественно и количественно оценить процессы тектонического метаморфогенеза погребенного рельефа. При помощи его можно решать следующие задачи: 1) выявлять локальные поднятия в различных временных срезах, что важно для нефтепоисковых целей; 2) отделять локальные структуры от положительных форм погребенного рельефа иного генезиса, что важно для диагностики палеогеоморфологических ловушек, для определения генезиса форм погребенного рельефа и для палеогеоморфологического картирования. Более детальное изложение методики можно найти в ряде работ [27, 124, 246].

Метод восстановления рельефа с помощью способа наименьших квадратов. Его предложили И. М. Белоусов, А. И. Иоффе и В. П. Смилга [18] для восстановления рельефа морского дна в местах, не обеспеченных промером. Метод можно применять для реставрации погребенного рельефа между скважинами или профилями. «Задача возможно более точного восстановления рельефа морского дна в местах, не обеспеченных промером, на основании измерения глубин в соседних районах может рассматриваться как частный случай классической задачи Гаусса — определение наиболее достоверных значений функции на основе экспериментальных данных» [18, с. 89]. Для решения подобно о рода задач используется метод наименьших квадратов — способ, применяемый в теории ошибок для определения одной или нескольких неизвестных величин по результатам измерений, содержащих случайные ошибки. В данном случае предполагается так называемая ситуация равноточных наблюдений, т. е. что среднеквадратичная ошибка измерений одинакова во всех точках.

Для решения задачи необходимо определить максимально достоверные значения глубины $H(x, y)$ в любой данной точке морского дна при условии, что для дискретного набора промеренных точек известны $H(x_i, y_i)$. Для определения $H(x, y)$ принято, что глубина в определяемой точке аппроксимируется полиномом третьей степени.

$$H(x, y) = \sum_{\substack{ij \\ 0 \leq i+j \leq 3}} a_{ij} x^i y^j.$$

Коэффициенты в данной точке определялись из условия минимизации выражения

$$S(0, 0) = \sum_{n=1}^N P_n \left[\sum_{\substack{ij \\ 0 \leq i+j \leq 3}} a_{ij} x^i y^j - H_n \right]^2,$$

где N — число точек с промером; x^i , y^j , H_n — известные координаты точек и глубины в них; P_n — весовой множитель, значение которого определяется формулой

$$P_n = \frac{1}{1 + \alpha (x_n^2 + y_n^2)},$$

здесь α — подбираемый эмпирически коэффициент. Для рассматриваемого случая его значения изменяются от 0,04 до 0,1 [18].

Эмпирически было определено, что для решения задачи следует выбрать область, включающую число точек (N) от 40 до 90. Если точка с искомой глубиной находилась вдали от границ района, область представляла собой квадрат с центром в этой точке, если искомая точка располагалась у границы района, область переходила в прямоугольник. Вычисления производились на ЭВМ «Минск-2». В нее вводились значения глубин с координатами; отбирались точки, лежащие внутри заданного квадрата с центром в исследуемой точке, решалась система нормальных уравнений для коэффициентов a_{ij} :

$$\sum_{n=1}^N x_n^i y_n^j P_n \left[\sum_{\substack{ij \\ 0 \leq i+j \leq 3}} (a_{ij} x_n^i y_n^j - H_n) \right] = 0,$$

где N — количество точек с промерами, попадающих в квадрат, коэффициенты a_{ij} определяют аппроксимирующую поверхность, коэффициент a_{00} представляет собой искомую глубину.

Метод проверялся на акватории Аравийско-Индийского подводного хребта размером 30×8 миль с 11 промерными галсами. Для обработки были взяты глубины с семи галсов при расстоянии между ними около 6 кабельтовых. Четыре промерных галса подверглись реконструкции, которая оказалась близкой к экспериментальной.

Метод палеогеоморфологического моделирования. Предложен Б. И. Романенко [212] для построения геоморфологических моделей с последующей реставрацией древнего рельефа суши и дна морей. Автор исходит из следующих теоретических предпосылок: 1) структурные элементы рельефа, возникающие и формирующиеся в аналогичных условиях, в каждый данный момент геологического времени совместимы в пространстве; 2) те же элементы, взятые в различные моменты, не совмещаются, но их конфигурации параллельны; 3) структурные элементы палеорельефа, возникающие и формирующиеся в различных условиях, в каждый данный момент геологического времени не совмещаются; 4) те же элементы, взятые в различные моменты, характеризуются параллельными конфигурациями. Так, например, теоретически допустимо, что при трансгрессиях морей, развивавшихся на различных территориях, но в абсолютно одинаковых условиях, их береговые

линии будут располагаться на одной высоте и иметь одинаковую конфигурацию. Если условия, в которых в разных участках происходили трансгрессии, различны, то «конфигурационное тождество и аналогия в высотном положении береговых линий невозможны» [212, с. 29].

Метод разработан на примере исследований древних морских бассейнов понтического типа, отложения которых характеризуются ненарушенным или слабо нарушенным залеганием. Моделированию предшествовало изучение геологического строения, стратиграфии, литологического состава осадков, содержащихся в них фауны и флоры, геоморфологических особенностей и высот современного рельефа территории междуречья Днестр — Прут, выбранной для постановки опытно-методических работ. Исходными данными для моделирования явились зональность и периодичность формирования рельефа, береговая линия и ложе понтического моря, современные мощности одноименных отложений, положение в пространстве и рельеф их кровли и подошвы.

Расчеты величин и знаков несовпадений равноценных изогипс подошвы понтических отложений и палеоизогипс ложа одновременного моря использовались для составления карты тектонических изоанабаз и изокатабаз, отражающих суммарный эффект тектонических движений от начала регрессии моря до настоящего времени. Рельеф дна к концу трансгрессии понтического моря строился по первоначальным мощностям отложений (без верхней их части, сформировавшейся в течение регрессии).

При известной предельной высоте условного уровня древнего моря H_y^r (max) и высоте ложа в определенной точке H_n^r , вероятная глубина моря в той же точке составляет

$$h_c = H_y^r(\text{max}) - H_n^r + M^n - \Delta m_{cp} H_p,$$

где M^n — палеомощность отложений; Δm_{cp} — средняя мощность отложений в избранной точке, приходящаяся на единицу (1 м) перемещения уровня моря в вертикальной плоскости; H_p — величина изменения положения уровня моря в связи с тектоникой и климатом времени регрессии. Средняя мощность Δm_{cp} определяется следующим образом:

$$\Delta m_{cp} = \frac{M^n}{S_{H_T H_p}},$$

где $S_{H_T H_p}$ — суммарная величина вертикального перемещения уровня за время трансгрессии и регрессии моря. Величина изменения положения уровня моря

$$H_p = S_{H_T H_p} - H_T + M^n.$$

Определение величин палеомощностей (или первоначальных мощностей) M^n важно для изучения геоморфологической взаимосвязи современной и древней кровли одного и того же литофациального комплекса. На картографической модели морского бассейна эта

задача решается следующим образом. Принимается допущение, что поверхность отложений была горизонтальной по высоте верхнего палеоэрозионного предела (горизонтальная плоскость, отвечающая предельному положению условного уровня древнего бассейна; высота последнего, в свою очередь, равна максимальному превышению палеокровли одноименного литофациального комплекса над уровнем современного моря). В связи с этим в каждой расчетной толще будет установлена величина условной палеомощности M_y^u . При сравнении M_y^u с современной мощностью M^c можно определить разницу $p = M^u - M^c$, которая представляет сумму неизвестных нам величин: «континентального изменения отложений» h_y^a и величины, определенной в связи с произвольным допущением горизонтальной палеокровли H_z , т. е. $p = h_y^a \pm H_z$. Палеомощность определится из равенства $M^u = M^c + h_y^a \pm H_z$.

«В итоге задача восстановления палеомощности отложений сводится к определению H_z , что не вызывает необходимости представить естественное многообразие условий рельефоформирования кровли исследуемых отложений. Любые изменения палеомощностей в послерегрессионный период запечатлевались в палеокровле и в связи с тектоникой переданы в многообразии форм погребенному рельефу современной кровли. Это бесспорное положение позволяет найти величину H_z в любой точке» [212, с. 31]. H_z вычисляется при сравнении современной кровли h_k^c с условной кровлей h_k^y одноименных отложений. Высота последней в каждой расчетной точке

$$h_k^y = h_{\text{вп}}^y - M^c + A_T,$$

где $h_{\text{вп}}^y$ — высота условной палеокровли на верхнем палеоэрозионном пределе; M^c — современная мощность отложений; A_T — активные величины тектоники.

Соотношения современной и условной кровли отложений находят выражение в трех формулах: $h_k^y > h_k^c$; $h_k^y < h_k^c$; $h_k^y = h_k^c$. Значение и знаки H_z , которая названа Б. И. Романенко вертикальной поправкой, определяются в связи с этими формулами. Вертикальные поправки H_z , отнесенные к верхнему палеоэрозионному пределу, представляют собой уклон территории, освобождающейся после регрессии.

Таковы схема и последовательность картографического построения донного рельефа древних морей.

4.6. Палеогеоморфологические и геоморфологические методы

Из большого количества палеогеоморфологических и геоморфологических методов в данном разделе описываются методы палеогеоморфологического картирования*, анализа палеогеоморфологической этапности*, анализа морфоциклов*, регионального палео-

* Методы описаны Ю. Ф. Чемяковым.

геоморфологического анализа *, линейной интерполяции рельефа *, палеогеоморфологической интерполяции *, палеоморфоструктурного анализа и картирования *, визуального изучения погребенных форм рельефа **, анализа «откопанных» форм рельефа **, реперных поверхностей *, реперных береговых линий *, анализа погребенных карстовых форм **, анализа наземных реликтовых форм ***, палеогеоморфологического анализа и синтеза ***. Характеристику ряда других палеогеоморфологических и геоморфологических методов, которые можно применить при изучении погребенного рельефа, можно найти в «Методическом руководстве по геоморфологическим исследованиям» [151].

Ряд описываемых ниже методов применяется для изучения современного состояния (т. е. метаморфогенизированного) погребенного рельефа, другие применяются для снятия процессов метаморфогенеза и реставрации исходного облика погребенных форм, третьи используются для реконструкции рельефа, уничтоженного в геологическом прошлом. Не все методы равноценны; одни из них имеют важнейшее значение, помогают решать крупные проблемы, другие предназначены для исследования узких, сравнительно частных задач. Однако и те и другие необходимы.

Метод палеогеоморфологического картирования является одним из основных методов изучения погребенного рельефа в различных временных срезах. Картируется как субаэральный рельеф, сформировавшийся в эпохи континентальных перерывов, так и субаквальный (донный) рельеф древних океанов, морей, пресноводных водоемов. Изучение и того и другого имеет важное теоретическое и практическое значение. Наиболее благоприятны для палеогеоморфологического картирования хорошо разбуренные и геофизически изученные территории. В необходимых случаях ставятся дополнительное бурение и геофизические работы.

Палеогеоморфологическое картирование — один из основных методов, дающих наиболее полную не только качественную, но и количественную характеристику погребенного рельефа. Оно является базой для совершенствования теоретических основ палеогеоморфологии и для решения многих прикладных задач (особенно при изучении связей погребенного рельефа с месторождениями полезных ископаемых). Методика составления палеогеоморфологических карт освещена в разделе 5.1 (примеры карт см. на рис. 36, 37, 38, 39).

Метод анализа палеогеоморфологической этапности имеет важнейшее значение при палеогеоморфологических исследованиях. Его цель — исследовать направленную составляющую единого усложняющегося направленно-циклического развития палеогеоморфогенеза, выявить основные этапы развития

* Методы описаны Ю. Ф. Чемяковым.

** Методы описаны В. И. Галицким.

*** Методы описаны В. И. Галицким и Ю. Ф. Чемяковым.

рельефа в геолого-геоморфологической истории изучаемой территории, установить своеобразие каждого этапа, изучить соотношение выделенных этапов и морфоциклов, т. е. этапности и цикличности [277, 279, 281, 287]. Геологическим эквивалентом этого метода является метод анализа геологической этапности, описанный в разделе 4.2, что избавляет от необходимости давать здесь детальную характеристику метода. Отметим лишь, что таксономически подчиненные друг другу этапы необратимого палеогеоморфологического развития изучаемых территорий выделяются по особенностям процессов палеогеоморфогенеза, по соотношению процессов эндо- и экзоморфогенеза, по направленности этих процессов, по развитию специфических комплексов форм рельефа. Так, например, можно выделять этапы морского или континентального развития рельефа, межледниковые и ледниковые, аридные и пювиальные этапы, этапы восходящего и нисходящего развития и т. д.

Метод анализа морфоциклов разработан Ю. Ф. Чемековым [273, 275, 277, 279, 281, 287]. Заключается в палеогеоморфологическом анализе ритмичной, циклической составляющей усложняющегося направленно-циклического процесса геоморфогенеза. Метод позволяет выявить геоморфологические циклы (морфоциклы, по терминологии Ю. Ф. Чемекова), обусловленные циклическостью эндоморфогенеза, закономерно сменяющиеся в истории развития рельефа изучаемой территории начиная с древнейших геологических времен и по настоящее время. Каждый морфоцикл является геоморфологическим выражением синхронного геологического цикла (геоцикла, по терминологии Ю. Ф. Чемекова). Поэтому детальное описание метода анализа морфоциклов совмещено с рассмотрением геоциклов (см. раздел 4.2).

Метод регионального палеогеоморфологического анализа состоит в изучении особенностей и закономерностей распространения форм рельефа или их ассоциаций в пределах изучаемого временного среза на исследуемой территории. Обычно результатом подобного исследования является карта палеогеоморфологического районирования. На ней показывается распространение территориальных таксономических единиц различного ранга: палеогеоморфологических стран, провинций, областей, районов, которым присваиваются географические названия. Допустимо выделение промежуточных таксонов: подпровинций, подобластей, подрайонов. Эти единицы аналогичны выделяемым в геоморфологическом районировании [64, 282]. Если типологические таксоны общих палеогеоморфологических карт (формы рельефа, типы рельефа, группы типов рельефа и т. д.) выделяются на основе общих, сходных, повторяющихся особенностей, то единицы палеогеоморфологического районирования — на основе поисков различий между разными участками изучаемой территории. Этот метод, заставляя исследовать отличия одних участков от других, стимулирует более глубокое познание палеорельефа. Нередко анализ региональной специфики тех или иных участков — элементов районирования —

важен и в отношении выявления благоприятных условий для поисков полезных ископаемых.

Территориальную значимость перечисленных таксонов лучше всего показать на примере Русской равнины. Так, например, вся она может рассматриваться как геоморфологическая страна. Балтийский щит может рассматриваться как геоморфологическая провинция, а Кольский полуостров и Карелия — как геоморфологические области. В каждой из них по особенностям рельефа могут быть выделены геоморфологические районы и подрайоны. Аналогичные по значению таксоны могут быть выделены и для более древних временных срезов Русской платформы.

При палеогеоморфологическом районировании изучаемого участка платформы нужно следить за тем, чтобы выделяемые таксоны были равноценны аналогичным по рангу таксонам, выделяемым в пределах других территорий СССР. Примеры палеогеоморфологического районирования, произведенного В. А. Котлуковым, а также и М. В. Проницовой с группой сотрудников ВНИГНИ, описаны в разделе 6.1.

Метод линейной интерполяции рельефа используется для изображения наземного, подводного и погребенного рельефа горизонталями по дискретному набору измеренных точек. Широко применяется для изображения рельефа кровли какого-либо пласта, составления карт изопахит, строизогипс и т. д.

Сущность метода при его применении к картированию погребенного рельефа какого-либо временного среза заключается в том, что измеренные по скважинам точки абсолютных высот (глубин) наносятся по принятой системе координат на планшет с указанием соответствующих цифр. Затем каждая из точек соединяется со смежными точками прямыми линиями. Каждая из прямых линий разбивается на равное число частей, соответствующее числу метров (или десятков метров) превышения одной точки над другой. Затем полученные таким образом точки с равными отметками по принятому сечению и шкале высот (глубин) соединяются изогипсами.

Теоретической основой метода является допущение, что между каждыми двумя данными точками рельеф меняется линейно. В действительности изменения рельефа между этими точками нередко происходят скачкообразно, нелинейно. Поэтому карты, составленные по этому методу, дают неточное изображение рельефа. Современная картография отказалась от описываемого метода при изображении нелинейно меняющихся объектов. Однако в геологии и палеогеоморфологии этот метод еще применяется для картирования объектов, недоступных для непосредственного наблюдения (погребенный рельеф и др.).

Метод палеогеоморфологической интерполяции разработан для составления карт донного рельефа океанов и морей [102, 250]. Основными источниками материалов являются промеры в отдельных точках или профили непрерывных записей глубин эхолотами-самописцами, что вызывает необходи-

мость интерполяции рельефа в местах, не обеспеченных промерами. Сущность метода формулируется Г. Б. Удинцевым [250, с. 172] следующим образом: 1) изображение рельефа производится при максимально полном использовании имеющейся информации о глубинах; 2) изобаты должны показывать в плане те же формы рельефа дна, которые установлены на профилях. Поэтому их положение должно быть подгнато тем закономерностям, которые установлены на профилях. Обязательно используется дополнительная информация в виде: а) представлений о пространственных закономерностях рельефа дна, установленных на участках относительно высокой изученности; б) сведения о характере донных осадков; в) материалы о строении земной коры, полученные геофизическими методами; г) сведения о морфологии и геологическом строении прилегающей суши; д) фотографии морского дна. Совокупность этих данных помогает выявить закономерные черты рельефа дна, в соответствии с которыми и огределяются наиболее вероятное положение изобат и их плановый рисунок как линий контуров подводного рельефа.

Палеогеоморфологический вариант метода мы назвали методом палеогеоморфологической интерполяции. Он может использоваться при составлении карт погребенного рельефа в изолиниях, которые могут наноситься также на морфогенетические, генетические или возрастные палеогеоморфологические карты. Погребенный рельеф недоступен (за редкими исключениями) для визуального исследования. Информация о нем концентрируется в отдельных пунктах или профилях (буровые скважины, точки ВЭЗ, сейсмические профили и др.), тогда как картирование требует площадного изображения рельефа. Поэтому каждый исследователь при палеогеоморфологическом картировании обязательно имеет дело с палеогеоморфологической интерполяцией между точками наблюдений.

Метод палеогеоморфологической интерполяции дает хорошие результаты только при комплексном палеогеоморфологическом анализе. Он сводится к определению четырех основных параметров погребенного рельефа в каждой точке, доступной для исследования (например, в скважине, вскрывающей на определенной глубине погребенный рельеф): а) морфологических особенностей (морфогенетические и морфометрические данные), б) генезиса, в) возраста и г) степени и характера метаморфогенеза. Решение этой задачи невозможно без изучения геологического разреза, вещественного состава горных пород, литолого-фациального анализа, палеотектоники, палеоэкологического исследования, применения палеонтологических методов, сравнительно-исторического и многих других методов. В дальнейшем все данные, полученные при комплексном палеогеоморфологическом анализе, подвергаются сравнительно-палеогеоморфологическому изучению, результатом которого является палеогеоморфологическая интерполяция — реконструкция или реставрация рельефа в местах, не обеспеченных фактическими материалами.

Опыт применения описываемого метода для реконструкции и реставрации досантонского рельефа юго-восточной окраины Прикаспийской впадины описан в разделе 6.1.

Метод палеогеоморфоструктурного анализа и картирования заключается в выявлении и изучении палеоморфоструктур в исследуемом временном срезе (или срезах). Он важен как в теоретическом, так и в практическом отношениях. С положительными морфоструктурами нередко связаны ловушки нефти и газа.

Теоретические основы метода заложены И. П. Герасимовым [66] и развивались Ю. А. Мещеряковым [155], С. К. Гореловым [69] и другими исследователями. В трудах их изложен опыт морфоструктурного анализа современного наземного рельефа Русской платформы. Приступая к палеоморфоструктурному анализу какой-либо территории, необходимо ознакомиться с опытом морфоструктурного изучения рельефа современной земной поверхности.

Содержание метода мы рассмотрим на опыте палеоморфоструктурного анализа досантонского рельефа юго-восточной окраины Прикаспийской впадины [40]. Для выявления связей форм рельефа со структурно-геологическими особенностями досантонского рельефа производился сравнительный анализ палеогеоморфологических и палеотектонических данных. Для составления палеоморфоструктурной карты наряду с другими материалами использовались палеоморфологическая карта и карта изопахит слагающих рельеф альбских отложений. На указанной карте (рис. 36) показаны изопахиты альбских отложений и районы различной интенсивности тектонических движений: а) интенсивных поднятий и опусканий (с амплитудой до 250 м), б) слабого проявления вертикальных движений (с амплитудой более 50 м), в) относительно стабильные. Выделены положительные морфоструктуры с прямым выражением в рельефе и значительным расчленением, положительные морфоструктуры с прямым выражением в рельефе и слабым расчленением, отрицательные морфоструктуры с прямым выражением в рельефе, пассивные морфоструктуры. На карте показано также современное положение морфоструктур. Все эти данные даются на геологическом фоне, который образуют отложения сантона, турона, альба, апта, баррема, готрива и юры.

Основой палеогеоморфоструктурных карт является картирование активно развивающихся и пассивных морфоструктур в каждом данном возрастном срезе. Последовательно (снизу вверх) проведенный анализ развития палеоморфоструктур очень важен для нефтяной геологии. Он может выявить погребенные неразвивающиеся («мертвые») пассивные палеогеоморфоструктуры, которые могут быть ловушками нефти и газа (при других благоприятных данных).

При палеоморфоструктурном картировании следует учитывать таксономический ранг палеоморфоструктур. В крупных масштабах изображаются морфоструктуры низких таксонов (например, формы рельефа, связанные с отдельными складками, и т. п.), тогда как в мел-

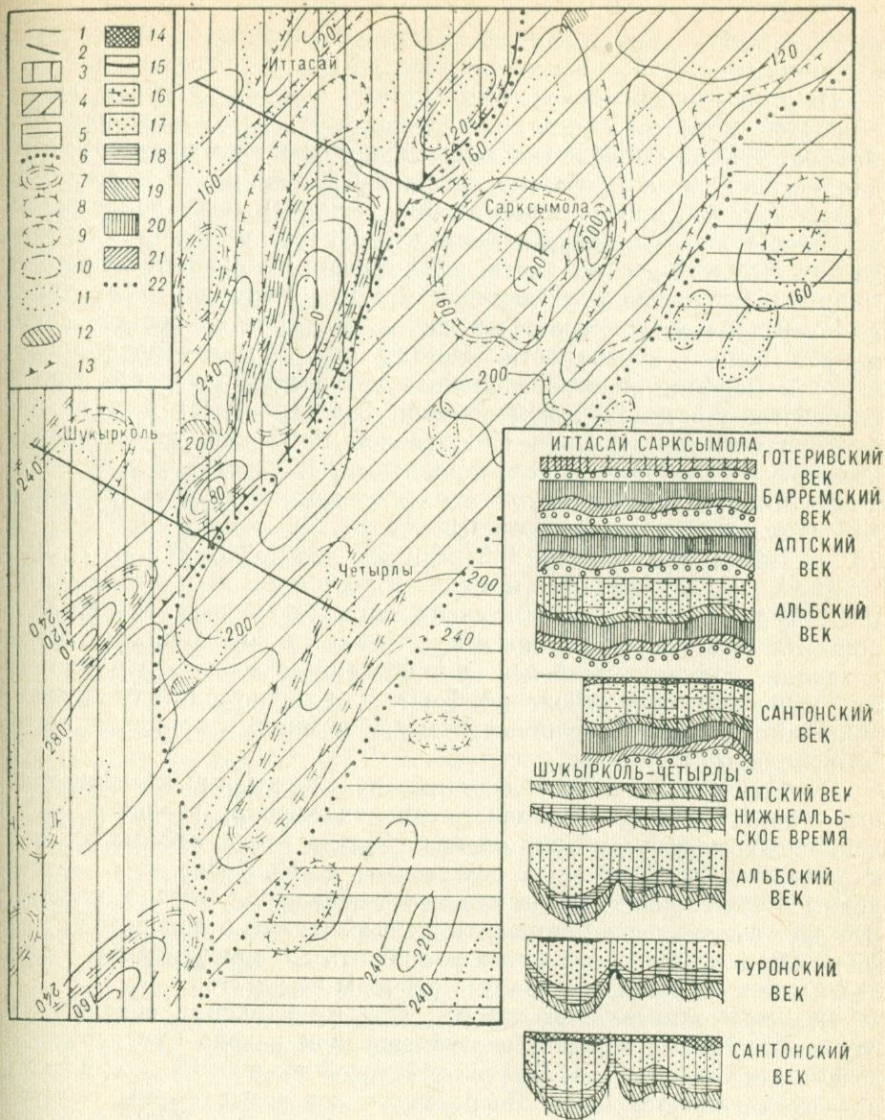


Рис. 36. Палеоморфоструктурная карта юго-восточной части Прикаспийской впадины предсантонского времени. Составили М. В. Проничева, П. И. Жернаков, Ф. М. Мешалкин [202, 204].

1 — изопахиты альбских отложений; 2 — линии профилей; 3 — участки интенсивных поднятий и опусканий; 4 — участки слабых вертикальных движений; 5 — относительно стабильные зоны; 6 — границы зон; 7 — положительные морфоструктуры с прямым отражением в рельефе и преимущественным развитием останцово-куэстового сильно расчлененного рельефа; 8 — то же, со слабо расчлененным рельефом; 9 — отрицательные морфоструктуры с прямым отражением в рельефе; 10 — пассивные морфоструктуры; 11 — современное положение в рельефе морфоструктур; 12 — нефтеносные структуры; 13 — предполагаемая флексура. На врезке — палеотектонические профили отложений: 14 — сантона, 15 — турона, 16 — альба нерасчлененного, 17 — среднего и верхнего альба, 18 — нижнего альба, 19 — апта, 20 — баррема, 21 — готерива, 22 — кровля фундамента.

ких масштабах — крупные морфоструктуры, связанные с синеклизами, антеклизмами, их большими частями, крупными блоками и т. д.

Помимо указанных аспектов палеогеоморфоструктурный анализ включает и более тонкие исследования по структурно-палеогеоморфологическим проблемам. В арсенале современных геоморфологов для решения этих проблем находится большой набор морфометрических методов, при помощи которых решаются такие вопросы, как выявление локальных погребенных структур, выявление тектонических структур других типов, расшифровка тектонической истории и др. Большинство этих методов предназначено для структурно-геоморфологического и морфометрического изучения рельефа современной земной поверхности. Методы структурно-геоморфологического и морфометрического анализа погребенного рельефа еще не разработаны в необходимой степени. Это вынуждает нас, не рассматривая более детально описываемой проблемы, рекомендовать некоторые из методических трудов, в которых можно найти примеры, применимые и для структурно-геологического и морфометрического изучения погребенного рельефа [14, 19, 31, 41—43, 45, 53, 62, 63, 69, 73, 98, 148—151, 159, 162, 163, 196, 205, 240—243, 249, 257, 293].

Метод визуального изучения погребенных форм рельефа применяется в тех случаях, когда формы вскрыты естественными или искусственными обнажениями. Метод позволяет получить наиболее полную количественную и качественную характеристику небольших форм. Для характеристики крупных областей необходимо изучить систему обнажений и применить метод интерполяции.

В обнажениях можно обнаружить положительные и отрицательные формы рельефа различного происхождения: сводовые части локальных морфоструктур, овраги, балки, русла небольших рек, карстовые и суффозионные формы и т. д. Наиболее четко формы видны в тех случаях, когда плоскость обнажения сечет их поперек. Это дает возможность установить их особенности в поперечном профиле. Но в то же время точно установить их ориентировку в пространстве и подлинные линейные размеры не удается.

Примерами погребенных форм, вскрывающихся в обнажениях, служат карстовые воронки на юго-западном склоне Среднерусской возвышенности близ с. Куриловки Курской области [50, 52] в толще пясчег сенонского мела. Погребенные карстовые формы описаны в некоторых местах Среднерусской возвышенности [88], Среднего Поволжья [244] и во многих других участках равнинно-платформенных областей СССР. Несколько погребенных балок среднечетвертичного возраста описаны в обнажении Михайловского железорудного карьера [51]. Одна из погребенных балок подходит к современной балке под углом, что свидетельствует об ином направлении стока поверхностных вод в среднечетвертичное время.

В крупных обнажениях иногда вырисовываются сводовые части локальных морфоструктур. Одним из таких примеров является Радченковская морфоструктура. Река Псёл, пересекающая ее сво-

довую часть поперек, отклоняется влево по течению, благодаря чему здесь наблюдается левосторонняя асимметрия речной долины [49]. Подмывая левый берег, река обнажает эоценовые слои в сводовой части Радченковской морфоструктуры, которые залегают здесь выше базиса эрозии. Кровля этих слоев на склонах морфоструктуры понижается как вверх, так и вниз по течению реки.

По непосредственным замерам в обнажениях можно дать, хотя и не всегда, достаточно полную морфометрическую характеристику погребенных форм. Это относится прежде всего к характеристике поперечного профиля различных локальных положительных и отрицательных форм, определению их ширины, высоты или глубины, угла наклона склонов и т. д.

Метод анализа «откопанных» форм рельефа. Погребенные формы рельефа могут быть откопаны агентами денудации целиком или частично. Поэтому изучение «откопанных» форм представляет собой важнейший источник информации по погребенным формам. Достоинство метода заключается в том, что описываемый рельеф доступен визуальному изучению. Следует при этом иметь в виду возможность изменения форм при откапывании.

Метод реперных поверхностей предложен В. А. Котлуковым [114—120] под названием «палеогеоморфологического метода» для реконструкции древнего погребенного рельефа. Его описание дано в разделе 4.2.

Метод реперных береговых линий (название предложено нами. — Ю. Ч.). Его авторы В. Н. Нагирный, Н. П. Семенюк и В. В. Фуртес [167] предлагают использовать для реконструкции погребенного рельефа, подвергшегося метаморфогенезу, древние береговые линии морских бассейнов. Основа метода — горизонтальное расположение первичных гипсометрических отметок каждой данной береговой линии, так как каждая из них связана с горизонтально же расположенным уровнем водного бассейна. При погребении или после погребения древние береговые линии подвергаются метаморфогенезу. В результате тектонических движений одни участки их поднимаются, другие погружаются. Наряду с пластическими деформациями наблюдаются дизъюнктивные перемещения отдельных участков по разломам. Оценивая современное гипсометрическое положение различных участков изучаемой береговой линии, можно установить амплитуды тектонических движений и время проявления последних. Выбранная для детального изучения погребенная береговая линия является репером для палеогеоморфологической реставрации связанного с ней субаэрального и субаквального погребенного рельефа. Если выше или ниже расположенные в геологических разрезах береговые линии, несмотря на имеющиеся деформации, параллельны друг другу, это значит, что деформации произошли после образования самой молодой из параллельных береговой линии.

Косые поднятия или погружения участков береговых линий при известной длине участков и высоте поднятия (погружения) позволяют

установить углы наклона. Определив современные углы наклонов погребенных долин, связанных с изучаемой береговой линией, и внося в них установленную поправку за метаморфогенез, можно установить истинные падения речных долин во время образования изучаемой береговой линии. Зная истинные падения речных долин и их длину, можно определить абсолютные высоты водоразделов. Аналогичным же образом реставрируется рельеф прибрежно-морской зоны. Применение этого метода к палеогеоморфологическому анализу раннего палеогена центральной части Украинского щита освещается в разделе 6.2 и в ряде работ [166, 167, 168].

Метод анализа погребенных карстовых форм предложен В. И. Галицким [50, 52] как один из палеогеоморфологических методов для выявления новейших тектонических движений, являющихся важным фактором морфогенеза. Он применим и для анализа тектонических движений древних этапов рельефообразования, так как погребенные формы карста довольно широко распространены в разновозрастных отложениях, а развитие их как ранее, так и теперь связано с тектоническими поднятиями. Поскольку одним из агентов, формирующим карст, являются подземные воды, характеристика метода дана в разделе 4.3.

Метод анализа наземных реликтовых форм рельефа. К этой категории относятся формы, находящиеся в фазе регрессивного развития [276] и подвергающиеся постепенному уничтожению. Наземные реликты и их погребенные аналоги того же генезиса можно рассматривать как гомологи. По существу, наземные реликты являются натурными моделями погребенных форм [241]. Поэтому решение проблемы генезиса погребенных форм должно основываться на отыскании сходства погребенных форм с их наземными реликтовыми аналогами. Для этого нужно хорошо знать особенности последних. Наиболее уверенные выводы можно делать сравнивая одновозрастные погребенные и наземные реликты (например, реликты позднеолигоценового наземного пенецлена и погребенный позднеолигоценовый пенецлен). Следует учитывать возможные различия в условиях морфогенеза при формировании однотипного, но разновозрастного рельефа. Это, в частности, ограничивает рамки применения метода актуализма к удаленным от современности геологическим эпохам.

Изучение процессов, изменяющих наземные реликты, необходимо для познания общих закономерностей и конкретных условий захоронения рельефа.

Метод палеогеоморфологического анализа и синтеза. Описанные выше частные методы дают конкретные сведения о фациях, мощностях, тектонических структурах, погребенных формах рельефа и других данных, которые нужно проанализировать, чтобы составить представление о тех или иных формах рельефа, их морфологических особенностях, генезисе, возрасте, истории их формирования и т. д. Однако при решении каждой из этих частных задач исследователь прибегает не только к анализу,

но и к синтезу. Результатом его являются научные и практические выводы, обоснованные проанализированными материалами. В данном случае мы встречаемся с палеогеоморфологическим анализом и синтезом при решении частных проблем. Таким образом, можно говорить о палеогеоморфологическом анализе фаций, о палеогеоморфологическом анализе мощностей отложений и других объектов, явлений, процессов. При этом каждый из этих объектов рассматривается с палеогеоморфологической точки зрения, т. е. анализируются те его стороны, которые дают возможность решать те или иные частные вопросы, задачи, проблемы проводимых палеогеоморфологических исследований. Подобный частный палеогеоморфологический анализ всегда заканчивается синтезом по рассматриваемым задачам, вопросам, проблемам в виде выводов, изложенных в форме описаний, графических документов и т. д.

Наиболее высокой таксономической категорией является комплексный палеогеоморфологический анализ и синтез. Он заключается во всестороннем изучении всех фактических материалов, полученных с помощью комплексов различных методов о погребенных формах рельефа, о коррелятивных им отложениях, о перекрывающих и слагающих погребенный рельеф отложениях, а также тех документов, которые составлены на основании фактических данных (карт палеогеологических, палеотектонических, погребенного рельефа, палеогеографических, литолого-фациальных, изопахит, стратоизогипс, геофизических и т. д., а также карт, составленных на современный возрастной срез, всех других опубликованных и рукописных материалов и т. д.). Все эти данные внимательно изучаются, сравниваются друг с другом, что позволяет составить наиболее полное представление о морфологии, генезисе, возрасте погребенного рельефа, особенностях распространения тех или иных форм, изучить рельеф по различным временным срезам, восстановить условия морфогенеза и их изменения, проанализировать процессы метаморфогенеза, реконструировать историю развития рельефа во времени и пространстве, изучить направленную и цикличную составляющие процесса развития, сделать важные практические выводы и рекомендации. Важнейшим результатом палеогеоморфологического анализа и синтеза является составление общих и специальных палеогеоморфологических карт.

Элементы синтеза наиболее отчетливо проявляются: 1) в разработке теоретических проблем (направленности и цикличности морфогенеза, закономерности изменений после погребения, унаследованного и инверсионного развития и т. д.); 2) в познании особенностей региональной палеогеоморфологии изучаемой территории, ее палеогеоморфологической истории и других региональных проблем; 3) в разработке прикладных проблем (связь экзогенной и эндогенной металлогении с определенными категориями рельефа, процессами морфогенеза, тафогенеза и метаморфогенеза и т. д.); 4) в разработке и совершенствовании методов и методики палеогеоморфологических исследований и картирования погребенного рельефа.

5. Составление карт погребенного рельефа

5.1. Составление палеогеоморфологических карт

Картирование погребенного рельефа представляет собой задачу, важную как в научном, так и в практическом отношениях. В частности, карты способствуют установлению закономерностей размещения разнообразных полезных ископаемых, прогнозу и поискам их месторождений.

А. В. Сидоренко [230] обращает внимание на необходимость изучения континентальных режимов на территории СССР и составления палеогеоморфологических карт. Для решения этой задачи необходимо приступить к картированию погребенных форм рельефа, характеризующих длительные континентальные перерывы в осадко-накоплении. Важный шаг в этом направлении — составление под руководством академиков И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко «Карты древних поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР» в масштабе 1 : 2 500 000 большим количеством авторов (в том числе и авторами данной монографии). Эта крупная обобщающая работа позволит научно обосновать прогнозы поисков месторождений полезных ископаемых континентального генезиса.

Л. Б. Рухин [218, с. 538] высказался против составления палеогеоморфологических карт, полагая, что палеорельеф, как важнейший элемент ландшафта, должен изображаться на палеогеографических картах. Однако палеогеографические карты любого этапа развития Земли включают различные компоненты географической оболочки. На них палеорельеф не может изображаться с такой детальностью, которая требуется для палеогеоморфологических карт. Составление последних поэтому представляет собой самостоятельную задачу, которую не может выполнить палеогеографическая карта. Решение задач, стоящих перед палеогеоморфологией, требует изображения рельефа прошедших эпох на самостоятельных палеогеоморфологических картах.

Палеогеоморфологическая карта представляет собой графическое изображение на плоскости при помощи условных знаков реконструированного или реставрированного рельефа всей Земли или ее отдельных участков для определенного этапа геоморфогенеза, с обозначением генезиса, возраста и морфологических особенностей рельефа. Палеогеоморфологическая карта является аналогом геоморфологической карты. Однако она обладает рядом специфических черт.

Прежде всего это карта погребенного и восстановленного или уничтоженного и реконструированного рельефа; карта, построенная на фактическом материале, собранном иными, чем для геоморфологической, методами; карта, при построении которой роль интерпретации значительно возрастает. Однако принципиальные положения методики составления и многие приемы изображения особенностей рельефа земной поверхности на геоморфологической карте могут быть (конечно, с учетом специфики) использованы для составления палеогеоморфологических карт.

Карты могут составляться для крупных этапов геоморфогенеза. Однако, чем уже границы временного среза, тем точнее изображение палеорельефа [54, 171, 233, 280]. Палеогеоморфологическая карта является завершением изучения палеорельефа определенной территории. Она в то же время служит объектом дальнейшего палеогеоморфологического анализа, ведущего к важным обобщениям и выводам. Она помогает выявлению закономерностей, а следовательно, решению теоретических проблем формирования и развития рельефа. Кроме того, карта должна обладать качествами, позволяющими выяснить закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. Следовательно, она должна помогать решению практических задач (поиски и прогнозирование месторождений полезных ископаемых).

Серии разновозрастных карт для одной и той же территории могут объединяться в палеогеоморфологические атласы. Анализ последних позволяет проследить историю развития рельефа, выявить наличие специфических этапов и изучить их.

А. И. Спиридонов [235] считает, что необходимо составлять карты следующих типов: 1) палеоорографические, палеогипсометрические, палеотопографические; 2) морфохронологические и 3) собственно палеогеоморфологические. На картах первого типа отражаются морфографические и морфометрические черты рельефа. На палеоорографических картах изображаются возвышенности, низменности, речные долины и другие орографические единицы рельефа. Все элементы показываются обобщенно цветным фоном, штрихами и линейными условными знаками. На палеогипсометрических и палеотопографических картах внешний облик рельефа передается с помощью горизонталей. Карты морфохронологические отображают возраст рельефа. Каждая возрастная генерация форм и элементов рельефа выделяется цветным фоном. Подобные карты могут быть дополнены морфогенетическими показателями. На собственно палеогеоморфологических картах выделяются единицы рельефа с их орографической, возрастной и генетической характеристикой.

В зависимости от целей и задач геоморфологического картирования составляются общие или специальные палеогеоморфологические карты. На общей палеогеоморфологической карте наиболее полно показываются морфология (морфография, морфометрия), возраст и генезис различных элементов погребенного рельефа. Однако даже при максимальной полноте палеогеоморфологическая карта не может

быть универсальной. На определенные теоретические и практические вопросы должны отвечать частные или специальные палеогеоморфологические карты, содержание которых конкретизируется в зависимости от поставленных задач.

Чтобы удовлетворить запросы теории и практики следует составлять *общие палеогеоморфологические карты* трех типов: 1) древнего погребенного в той или иной степени измененного рельефа; 2) восстановленного (реставрированного) рельефа; 3) древнего реконструированного рельефа *. Карты измененного погребенного рельефа должны отражать фактические данные о рельефе определенного возрастного среза в его современном состоянии. Карта реставрированного рельефа изображает погребенный рельеф какого-либо возрастного среза в том его виде, который он имел в момент захоронения. На картах реконструированного рельефа изображается древний, ныне не сохранившийся рельеф.

Специализированные палеогеоморфологические карты обычно составляются с элементами прогноза на поиски россыпей, нефти, газа, бокситов, каменных углей и других полезных ископаемых.

В ряде случаев возникает необходимость составления *карт палеогеоморфологического районирования*. На них показываются палеогеоморфологические провинции, подпровинции, области, подобласти, районы, подрайоны (категории, аналогичные изображаемым на картах геоморфологического районирования земной поверхности), существовавшие на данной территории в том или ином возрастном срезе.

Основные требования к общей палеогеоморфологической карте сводятся к следующему: 1) карта должна отражать характерные морфологические (морфографические) особенности, генезис, возраст элементов рельефа; 2) на карте изображаются геометрически ограниченные поверхности рельефа (границы) или морфогенетические типы рельефа. На ней следует показывать реликтовые и развивающиеся формы рельефа [280].

Выбор масштаба карты зависит от ее назначения. Обзорные палеогеоморфологические карты материков и их крупных частей, которые могут быть использованы для установления общих закономерностей развития рельефа и общего прогноза размещения групп полезных ископаемых, следует составлять в масштабе от 1 : 2 500 000 до 1 : 25 000 000. Для палеогеоморфологических карт крупных регионов применимы масштабы от 1 : 500 000 до 1 : 2 500 000. Карты таких масштабов помогают выяснить основные черты палеорельефа, историю его развития, а также могут быть использованы для установления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Карты сравнительно небольших по площади участков создаются в масштабе от 1 : 50 000 до 1 : 500 000. Картирование в этих масштабах позволяет выявить даже кратковременные этапы развития рельефа и дать палеогеоморфологическую характеристику

* Классификация разработана В. И. Галицким и Ю. Ф. Чемяковым.

условий образования месторождений полезных ископаемых. Однако детальность палеогеоморфологических карт определяется не только масштабом, но и величиной отрезка времени, для которого она составляется. Чем уже этот отрезок, тем детальнее и конкретнее изображение рельефа.

Общие и частные вопросы методики составления палеогеоморфологических карт с той или иной степенью детальности рассмотрены во многих работах [3, 32, 54, 93, 100, 109, 117, 131, 134, 171, 202, 203, 213, 233, 280]. Однако к настоящему времени методика палеогеоморфологического картирования еще находится в стадии разработки. Основным принципом должен быть историко-генетический подход к изображению погребенного рельефа. Указанный принцип впервые предложен К. К. Марковым [139] для составления геоморфологических карт. Им отмечено, что геоморфологическая карта должна органически совмещать в себе три главных элемента: морфографию, генезис и возраст рельефа. З. А. Сваричевская [224, 225], исходя из этой триады, разработала методику составления и легенду геоморфологических карт. Необходимость отражения на палеогеоморфологической карте генезиса, возраста и морфологических черт рельефа отмечали многие исследователи [54, 93, 134, 171, 203, 213, 233, 280].

На палеогеоморфологической карте должен отчетливо вычитываться генезис рельефа. Его показ наиболее выразительными средствами необходим для решения многих теоретических и практических вопросов (в частности, для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, так как известно, что формирование и распространение многих из них связано с формами рельефа определенного генезиса). Основной картируемой категорией рельефа одни исследователи считают генетический тип рельефа, другие — генетически однородные поверхности, третьи — морфогенетические категории. Сведения о генезисе элементов погребенного рельефа мы получаем в результате палеогеоморфологического анализа и синтеза данных, собранных при помощи отдельных частных методов. Необходимо также использовать для этой цели литолого-фациальную и палеотектоническую карты, составленные для того же отрезка времени, что и палеогеоморфологическая карта.

Карта должна дать представление о возрасте изображенных форм рельефа. Этот один из самых трудных вопросов с той или иной степенью точности решается при помощи имеющихся фактических материалов (в частности, положения изучаемых форм рельефа в геологическом разрезе), а также путем сравнительного анализа палеогеологических, палеотектонических и других карт, профилей и иных данных. Может возникнуть необходимость использовать целую серию подобных карт, построенных для предшествующей и последующей эпох. Наконец, ценные сведения о возрасте дает метод анализа фаций. Морфологические черты рельефа могут быть реконструированы при помощи метода реперных поверхностей (см. раздел 4.2).

При составлении палеогеоморфологических карт следует широко использовать различные вспомогательные карты, что значительно обогащает содержание и достоверность данных. М. Ф. Веклич [32] рекомендует использовать четыре вида карт: карту изогипс подошвы и карту изогипс кровли стратиграфического горизонта, рельеф которого наносится на палеогеоморфологическую карту, литолого-фациальную карту и карту мощностей осадков этого горизонта (последние две карты могут быть совмещены).

Основой для построения палеогеоморфологической карты, по А. Д. Наумову, А. В. Вострякову и В. Н. Зайонцу [171], является структурно-фациальная карта, а при ее отсутствии — данные достаточно густой сети буровых скважин и описания разрезов, по которым можно создать такую карту. В. Ф. Игнатова [100] при составлении палеогеоморфологической карты азиатской части СССР для раннего триаса использовала структурно-палеогеологическую карту, карты состава и мощностей нижнетриасовых отложений и карту типов земной коры.

Для составления палеогеоморфологической карты альбского времени Л. Б. Аристархова и С. О. Чертова [3] использовали данные о распределении литолого-фациальных комплексов и мощностей (данные с указанием абсолютных отметок подошвы и кровли верхнеальбских отложений и сведения об их мощности были нанесены на карту фактического материала), карту современной поверхности верхнеальбских отложений и тектоническую схему.

В тех случаях, когда степень изученности картируемого участка недостаточна или геолого-геоморфологическая летопись является неполной, следует применять метод интерполяции (см. раздел 4.2). При этом необходимо учитывать общие закономерности формирования и площадного распространения рельефа, а также условия его формирования в данный и последующие этапы.

Требования, предъявляемые к палеогеоморфологическим картам разных типов, обуславливают некоторую индивидуализацию методов их составления. Рассмотрим несколько палеогеоморфологических карт, построенных по разной методике.

Карта погребенного рельефа на девонских отложениях (рис. 37) составлена Е. П. Брунс в 1939 г. на основании данных, полученных комплексным анализом фациального состава, мощностей и морфологии осадков, покрывающих эту поверхность, и ее гипсометрии. Е. П. Брунс установила, что нижнекаменноугольные отложения Ленинградской области тесно связаны с рельефом поверхности девонских осадков. Последний является результатом деятельности текучих вод в течение длительного континентального перерыва, предшествовавшего осадконакоплению раннего карбона. На карте вырисовывается обширная и глубокая впадина, которую прорезают долинообразные понижения шириной от 100 м до 2 км и более и глубиной до 30 м. Склоны долин пологие, прорезаны оврагами. Покрывающие девонскую поверхность нижнекаменноугольные осадки повторяют форму подстилающего их рельефа. Так, например, пески, по усло-

виям образования близкие к аллювиальным, залегают линзами, прослеживаемыми в плане на несколько километров. Их отложению предшествовала эрозия, выработавшая руслообразные понижения.

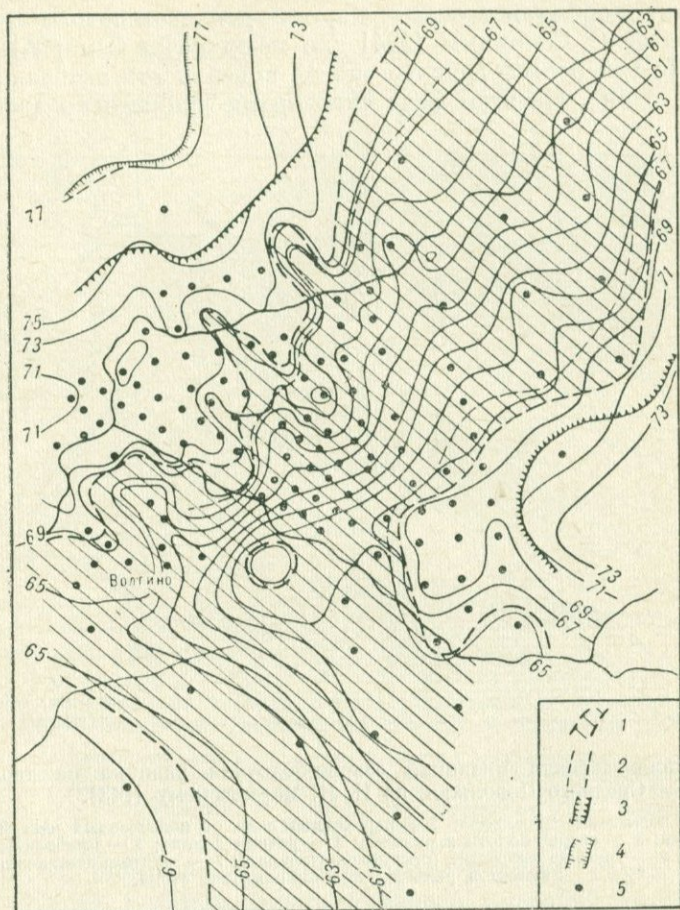


Рис. 37. Карта рельефа поверхности девона участка Волгино. Сечение рельефа через 2 м, по Е. П. Брунс, 1939 г.

1 — площадь распространения нижнего песчано-глинистого комплекса. Границы (генетического) выклинивания: 2 — верхней углисто-глинистой пачки слоев нижнего песчано-глинистого комплекса, 3 — сахарного комплекса, 4 — пачки слоев В углисто-глинистого комплекса; 5 — буровые скважины.

Углисто-глинистым породам нижнего карбона свойствен иной тип морфологии — слои мощностью до 0,5 м, прослеживающиеся на площади в несколько десятков километров. Морфология и состав указывают на образование их в обширных застойных водоемах. Гипсометрическая характеристика рельефа дана изогипсами с сечением через 2 м.

Примером карты, дающей качественную характеристику восстановленного рельефа, является карта ранневизейской низменности на территории Среднего Поволжья (рис. 38).

Палеогеоморфологическая карта допалеогенового времени построена Л. С. Сонкиным [234] для междуречья Самары и Сухого Торца. На ней рельеф допалеогеновой поверхности изображен с помощью изогипс. На этом фоне сплошными линиями показаны кон-

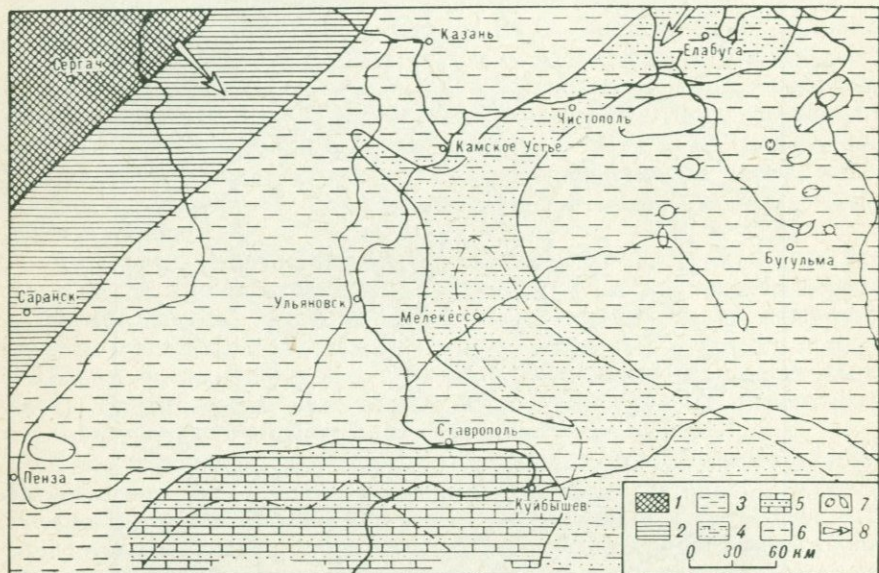


Рис. 38. Ранневизейская низинная озерно-болотная равнина на территории Среднего Поволжья, по Н. И. Марковскому [143].

1 — область повышенного рельефа; 2 — переходная зона от повышенных частей рельефа к пониженным; 3 — озерно-болотная равнина; 4 — речная долина; 5 — прибрежно-морская низменность; 6 — граница ингрессии (предположительная); 7 — местные понижения и повышения в рельефе; 8 — направление стока.

туры палеодолин, проходных долин, водоразделы и локальные структуры. Отмеченные элементы рельефа выделены по наличию или отсутствию на картируемой территории осадков последующих эпох. Фациальный анализ осадков дает только качественную характеристику рельефа допалеогеновой поверхности несогласия. Изогипсы же на карте характеризуют ее современную орографию, в которой исходный рельеф изменен последующими процессами метаморфогенеза или морфодиагенеза, по В. И. Галицкому [54].

В тех случаях, когда нет данных для восстановления древней орографии погребенного рельефа, палеогеоморфологическая карта может отражать качественную характеристику рельефа (рис. 39). Если позволяет масштаб, на нее следует нанести современную гипсометрию. Подобная карта служит определенной цели, показывая,

какие изменения претерпел рельеф характеризуемой поверхности после своего захоронения. В частности, по ней можно установить наличие морфоструктур, прекративших развитие, унаследованно развивающихся или созданных заново. Гипсометрию рельефа, деформированного уже в погребенном состоянии, иллюстрируют рис. 13, 18, 24 и др.

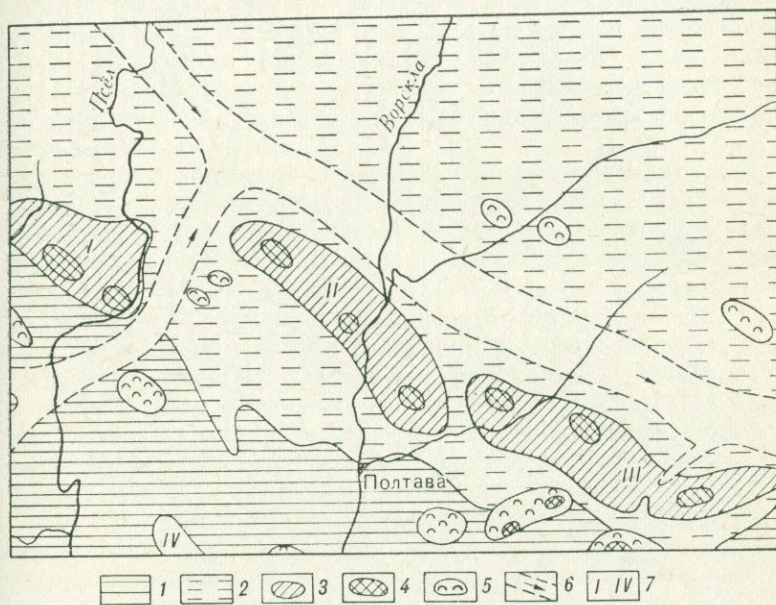


Рис. 39. Палеогеоморфологическая карта Приднепровской низменности датско-раннепалеоценового времени. Составил В. И. Галицкий [54].

1 — низкая денудационная равнина; 2 — средневысотная денудационная равнина; 3 — брахантиклиналильные грядовые возвышенности; 4 — холмообразные возвышенности, созданные соляным тектогенезом; 5 — соляной карст; 6 — речные долины (предполагаемые); 7 — морфоструктуры: I — Радченковская, II — Солоховско-Диканьская, III — Машевская, IV — Михайловская.

Один из примеров палеогеоморфологической карты показан на рис. 40, на котором реконструирован альбский рельеф части Подуральского плато.

Если же мы хотим получить количественную морфографическую характеристику рельефа во время его формирования, то следует исключить влияние тектонических движений, происходивших в последующие после захоронения эпохи, и других процессов (например, используя метод реперных поверхностей). Анализ серии подобных карт для нескольких временных срезов позволяет установить особенности и закономерности развития рельефа от этапа к этапу и процессы его изменения после погребения (например, смещения осей поднятий в плане и т. д.) на протяжении всей истории формирования рельефа, что важно и в научном и в практическом отношениях (в частности, при формировании ловушек нефти и газа).

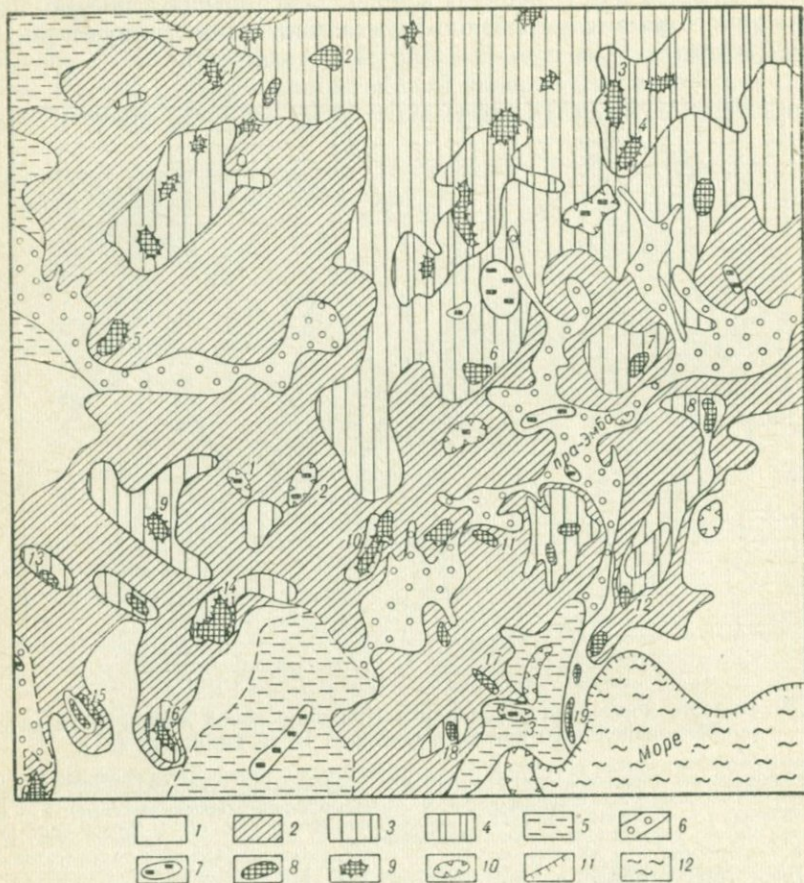


Рис. 40. Палеогеоморфологическая карта части Подуралья в альбское время, по Л. Б. Аристарховой и С. О. Чертовой [3].

1—4 — равнины делювиально-пролювиального происхождения с превышениями над уровнем позднелавского моря: 1 — от 0 до 50 м, 2 — от 50 до 100 м, 3 — от 100 до 150 м, 4 — более 150 м; 5 — равнины дельтового происхождения; 6 — долины рек; 7 — озера; 8 — локальные возвышенности в пределах делювиально-пролювиальных равнин, соответствующие куполам; 9 — то же, структурно-денудационного происхождения, соответствующие куполам; 10 — локальные понижения рельефа, соответствующие межкупольным и компенсационным мульдам; 11 — берег моря; 12 — шельфовая равнина.

Купола (цифры на карте): 1 — Койрасай, 2 — Токсай, 3 — Кызлдар Северный, 4 — Кызлдар Южный, 5 — Эбейты, 6 — Тюбелес Восточный, 7 — Курсай, 8 — Токубай, 9 — Киятсай, 10 — Каскыртау, 11 — Каранджар, 12 — Айдулак, 13 — Карасай, 14 — Санкубай, 15 — Чилисай, 16 — Алаша-Казган, 17 — Чиркала, 18 — Утыбай, 19 — Актумусук. Мульдамы: 1 — Киатсайская, 2 — Актакырская, 3 — Канторткольская.

Палеогеоморфологическая карта должна наиболее ярко отражать генезис форм погребенного рельефа с одновременным показом возраста и морфологии. Чтобы успешно решить эту задачу, в легенде должны сочетаться цветовая раскраска со штриховкой, а также использоваться индексы и внemasштабные условные знаки. Происхождение рельефа должно быть изображено самым ярким способом — цветом [54, 93, 170, 280]. При этом за каждым рельефообразующим фактором, создающим определенные генетические типы рельефа, должен быть закреплен определенный цвет. Целесообразно использовать цветовую гамму, в которой картируется рельеф современной земной поверхности [151].

Генетическая цветовая раскраска карты создает общий фон, на котором другими условными обозначениями показывают возраст и морфологию. Возраст рельефа следует обозначать при помощи оттенков генетической раскраски и индексов геохронологической шкалы [54, 171, 280]. Ю. Ф. Чемяков [280] отметил, что на карте следует раздельно показывать реликтовые формы рельефа, находящиеся в регрессивной стадии развития, и формы рельефа, находящиеся в прогрессивной стадии развития, т. е. формирующиеся в то время, для которого составлена карта. Для показа первых используются специальные наложенные обозначения (крап или штриховка) соответствующих «генетических» цветов. Морфология рельефа должна показываться на картах изогипсами или, если это невозможно, системой штриховых условных обозначений.

Мелкие черты рельефа, которые не могут быть выражены в масштабе палеогеоморфологической карты, но имеют тем не менее принципиальное значение для его характеристики, следует показывать внemasштабными условными знаками. Изображение погребенного рельефа на картах производится на современной географической основе. На ней должны быть нанесены градусная сетка, гидрографическая сеть и населенные пункты.

Специфичность составления палеогеоморфологической карты, связанная в первую очередь с неполнотой геолого-геоморфологической летописи, требует также введения условных знаков, которые бы одновременно показывали фактическую обоснованность изображенного на ней погребенного рельефа. Следует предусмотреть возможность передачи условными знаками таких форм рельефа, которые: а) сохранились без значительных изменений после захоронения, б) восстановлены по косвенным признакам, в) нанесены предположительно, исходя из общих закономерностей развития рельефа. Контуры сохранившихся форм могут показываться сплошными линиями или знаками черного цвета, восстановленных — прерывистыми штриховыми линиями или знаками серого цвета, а нанесенных предположительно — точками.

Совершенствование методики составления палеогеоморфологических карт требует разработки: 1) принципов составления карт; 2) кондиций для карт различных масштабов; 3) методов изображения

на карте фактических данных о рельефе; 4) инструкций по палеогеоморфологическому картированию.

Составление общих геоморфологических карт разных типов для наземного рельефа рассматривается в трудах Н. В. Башениной, Д. В. Борисевича, С. Г. Боча, Г. С. Ганешина, И. П. Герасимова, В. В. Ермолова, И. И. Краснова, Н. А. Лебедевой, К. К. Маркова, З. А. Сваричевской, Ю. П. Селиверстова, А. И. Спиридонова, С. А. Стрелкова, С. В. Эпштейна, Ю. Ф. Чемекова и других исследователей. Многие из содержащихся в них рекомендаций могут быть использованы для составления палеогеоморфологических карт. Составление некоторых типов специальных карт рассмотрено М. И. Плотниковой [189], М. В. Пиотровским, А. К. Рюминим и другими авторами.

Палеогеоморфологические карты должны сопровождаться *палеогеоморфологическими профилями*, которые могут иметь и самостоятельное значение. Их назначение — дать наглядное представление о рельефе данной территории в определенный отрезок времени по какому-либо наиболее характерному направлению (чаще всего по наиболее хорошо изученным геологическим профилям).

Принципы построения палеогеоморфологических и геоморфологических профилей одинаковы. Однако первые отличаются тем, что на них изображается восстановленный рельеф. Поэтому прежде всего необходимо восстановить орографические особенности изучаемой погребенной поверхности по линии простираения профиля. В этом случае в отложениях, покрывающих или подстилающих поверхность, для которой составляется палеогеоморфологический профиль, выбирается горизонт (например, слой морских известняков), о котором известно, что он в период формирования залегал горизонтально. Он принимается за условную горизонтальную линию. Затем от этой линии вниз до изучаемой поверхности измеряются мощности. Они изображаются отрезками линий, длина которых пропорциональна мощности, т. е. взята в определенном масштабе. Соединение крайних точек этих отрезков линий дает возможность построить восстановленный орографический (топографический) профиль изучаемой поверхности.

Анализ литофаций и мощностей осадков, залегающих под изучаемой поверхностью, позволяет показать на профиле особенности геологического строения каждой формы рельефа и определить ее происхождение. Составленный профиль по своему содержанию является палеогеоморфологическим.

В геологическом разрезе можно выделить целый ряд разновозрастных поверхностей и для каждой составить палеогеоморфологический профиль. Составление их дает возможность проследить историю развития рельефа на каждом конкретном этапе. Палеогеоморфологический профиль можно также построить по данным палеогипсометрической карты [203].

5.2. Составление карт погребенного рельефа с помощью ЭВМ

К настоящему времени разработаны программы по построению геологических, геофизических карт и карт рельефа с помощью ЭВМ: «Фортран IV» [94], «Коммэп» [94], «Симэп» [301]. Программа «Симэп» принята Геологической службой Канады для составления карт поверхностных отложений на территории Оттавы [301].

Опыт автоматического вывода графической информации из ЭВМ в СССР связан преимущественно с геолого-геофизическими работами. Он вполне может быть распространен и на составление карт рельефа [94, 133]. Разработаны методы ввода в ЭВМ необходимой информации, алгоритмы процессов картографирования, составлены операторные схемы для вывода графической информации на ЭВМ с помощью графопостроителей различного типа, имеется необходимая для этого техническая база. Машинное картографирование рельефа развивается по двум направлениям: 1) составление карт с качественной или количественной характеристиками и 2) составление карт региональной и локальной составляющих рельефа на основе тренд-анализа.

С помощью ЭВМ возможно построение трех типов карт с качественной или количественной характеристиками рельефа: а) карт рельефа в горизонталях, соединяющих точки с равными отметками высот (глубин), дающими количественные оценки рельефа (рис. 41), б) карт типологических категорий рельефа (морфогенетических типов, генетически однородных поверхностей и др.), на которых все данные внутри картируемых единиц характеризуются равными оценками, и в) карты геоморфологического районирования, на них картируемые элементы характеризуются набором данных, близких к какому-либо значению, а границы картируемых элементов отвечают линиям, на которых эти значения меняются. Последние два типа дают преимущественно качественную информацию о рельефе, хотя допускают и возможность некоторых количественных оценок. Содержание этих карт передается совокупностью различных площадных условных знаков.

При построении карт всех трех типов принципы подготовки и систематизации исходной информации одинаковы. Поэтому мы рассмотрим лишь пример построения карт в изолиниях [94, 133].

Величина картируемой переменной в любой точке карты является функцией места расположения этой точки на площади карты. По-

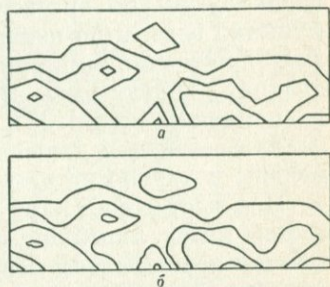


Рис. 41. Участок карты изолиний, вычерченной с помощью шагового графопостроителя [1].

Точки пересечения изолиний с прямоугольной равномерной сеткой соединены между собой с помощью линейной интерполяции значений поля между точками (а) и с помощью интерполяции параболами второго порядка (б).

этому любая карта в изолиниях выражается уравнением $z = f(x, y)$, где z — численное значение переменной (в данном случае абсолютная отметка), а x и y — географические (или условные) координаты точки наблюдения этого значения [94]. Численные значения z (в данном случае абсолютных высот или глубин) и координат (x, y) , замеряемые в дискретном наборе точек наблюдений, и являются исходным материалом для построения карт погребенного рельефа.

Абсолютные отметки картируемой поверхности берутся по скважинам или точкам геофизических наблюдений, а также из других источников. Наиболее простой случай, когда точки наблюдения расположены по ортогональной равномерной сети. Если значения функции заданы по неравномерной сети, они при помощи параболической интерполяции функции двух переменных методом наименьших квадратов могут быть преобразованы в значения функции в узлах равномерной сети [133], так как только в этом случае их можно использовать для дальнейших операций на ЭВМ. Могут быть применены и другие методы [124].

При построении карт погребенного рельефа в изолиниях используется метод линейной интерполяции (см. раздел 4.6). Однако от точки к точке рельеф меняется нелинейно, поэтому на картах, получаемых описываемым методом, допускаются некоторые искажения в изображении рельефа. Вероятность этих искажений тем меньше, чем больше количество точек наблюдений на единицу картируемой площади. К сожалению, пока еще не разработаны другие методы, позволяющие картировать рельеф в изолиниях с помощью ЭВМ без указанных выше искажений.

Построение карт в изолиниях предполагает также и программа «Коммэп» [94] на машинах IBM 704 и IBM 7090 или любого другого типа. Эта программа предусматривает обработку вычислений с помощью ЭВМ, раздельное перфорирование численных значений величины и координат (x, y) точек наблюдения. В конечном итоге все необходимые данные из ЭВМ направляются к графопостроителю, который автоматически вычерчивает карту. Составление всех трех типов карт предусматривает также программа «Симэп» [301]. На основе классификационного алгоритма «Таксон-2» А. Н. Олейников [180] разработал алгоритм процедуры биогеографического картирования, который может быть использован и для картографирования типологических таксонов рельефа (типов рельефа, генетически однородных поверхностей и др.).

Карты региональной и локальной составляющих обычно строятся в изолиниях с помощью ЭВМ (см. рис. 32). Они широко используются при геологических исследованиях [37, 94, 124, 214, 215, 313, 319] и вполне применимы для анализа рельефа как наземного, так и погребенного. Для составления этих карт используется метод тренд-анализа (см. раздел 4.5). Все математические операции и построение карт производятся с помощью ЭВМ.

Автоматический вывод графической информации из ЭВМ осуществляется при помощи *графопостроителей* в виде карт, схем, конту-

ров, графиков, чертежей, цифровых и буквенных знаков с фиксацией на бумаге, фотопленке и электрохимической бумаге (ЭХБ).

Существуют следующие основные типы графопостроителей [1]:

- 1) электропланшеты и двухкоординатные самописцы, оснащенные двухкоординатным приводом пишущей головки с пером; в каждый данный момент они вычерчивают только один из графических элементов последовательным перемещением пера [двухкоординатные самописцы «Электропланшет II системы» английской фирмы «Бенсон-Ленер», «Дейта Плоттер» фирмы EAI (США), двухкоординатный регистрирующий прибор ДРП-3 (СССР), двухкоординатный графопостроитель «Атлас» (СССР) и др.];
- 2) шагово-импульсные графопостроители, реализующие цифровой принцип обработки последовательностей дискретных (шаговых) приращений с помощью шагово-импульсных приводов [(шаговые графопостроители барабанного типа и типа «планшет» (фирмы «Калкомп», США; «Бенсон-Ленер», Англия; «Бенсон-Франс», Франция)]; в СССР их разрабатывают Экспер. науч.-исслед. ин-т металлореж. станков (Москва), Институт кибернетики АН УССР (Киев), СНИИГГИМС (Новосибирск) и другие организации; 3) однокоординатные электронно-коммутационные или оптико-коммутационные самописцы, способные записывать одновременно большое количество кривых или знаков на лентах фотобумаги или электрохимической бумаги с помощью одноосных кристаллов, оптических переключателей, волоконной оптики, электрофотографической регистрации, серийных фототелеграфных аппаратов (например, ФТА «Нева») и других специальных устройств; 4) электролюминесцентные самописцы, используемые для фотографической записи на микрофильмах и визуального наблюдения графики на экране электроннолучевой трубки или электролюминесцентной матрицы.

Сравнение способов ручной и машинной интерполяции (рис. 42) и рисовки рельефа показывает явные преимущества последнего [94, 124, 133]. Ручная интерполяция многовариантна (сколько авторов или сколько опытов рисовки рельефа при одной и той же

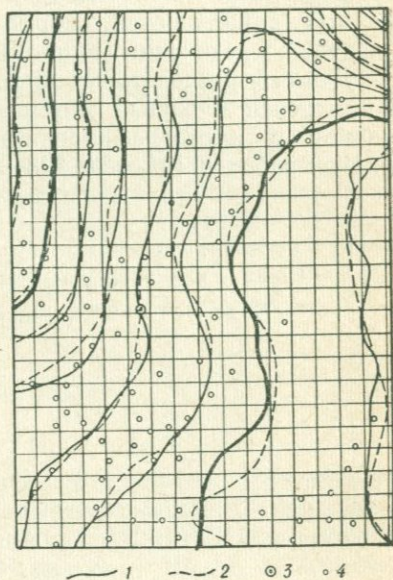


Рис. 42. Геофизическая карта, построенная с помощью ЭВМ [133].

1 — изолинии равных значений Δg при машинной интерполяции; 2 — изолинии равных значений Δg при ручной интерполяции; 3 — точки с грубыми ошибками, отбрасываемые машиной; 4 — пункты наблюдений.

системе точек наблюдений, столько и вариантов), в то время как машинная интерполяция инвариантна (при данном дискретном наборе точек при повторении ЭВМ будет давать один и тот же вариант). Машинное картографирование высокоэффективно и требует во много раз меньшего времени по сравнению с ручной интерполяцией.

Весьма актуальна задача развития машинного площадного картографирования типологических категорий рельефа (генетически однородных поверхностей, морфогенетических типов и др.). На ней следует сосредоточить внимание палеогеоморфологов и математиков.

Данный раздел имеет информативный характер, поэтому в него не включен сложный математический аппарат, используемый при машинном картографировании. Его освещение можно найти во многих работах [94, 124, 133, 214, 313, 319 и др.].

6. Реставрация погребенного рельефа

Методы реставрации погребенного рельефа изложены в разделе 4. Однако не меньший интерес вызывает методика реставрации, т. е. применение в определенной последовательности совокупности методов для восстановления первоначального облика погребенного рельефа и снятия влияния процессов метаморфогенеза, которую мы рассмотрим на конкретных примерах по Русской платформе.

6.1. Опыт реставрации погребенного субаэрального рельефа

Методику реставрации погребенного субаэрального (наземного) рельефа мы рассмотрим на примере палеогеоморфологических исследований, проведенных группой сотрудников ВНИГНИ под руководством М. В. Проницовой (П. И. Жернаков, Ф. М. Мешалкин, А. М. Тимирев и другие). Эти исследования имели опытно-методический характер и ставились в связи с необходимостью разработки методики поиска палеогеоморфологических ловушек нефти и газа. В качестве объекта изучения был выбран рельеф эпох континентальных перерывов. Основные результаты изложены в ряде трудов [40, 175, 202—204].

Изученная территория площадью 12 000 км² относится к юго-восточной окраине Прикаспийской впадины, представляющей собой эрозионно-денудационную пластовую равнину в среднем течении р. Эмбы. Фундамент залегает на глубине до 10 км с падением на запад. Платформенный чехол представлен кластическими осадками, среди них залегают кунгурские галогенные отложения, обуславливающие проявления соляной тектоники в виде антиклинальных складок и соляных куполов, расположенных по тектоническим линиям северо-восточного направления. Объектом изучения явился субаэральный рельеф, сформировавшийся на альбских отложениях в течение континентального перерыва, охватывающего часть альба, сеноман, туронский и коньякский века. Он перекрыт морскими осадками сантонской трансгрессии.

Реставрация досантонского рельефа производилась методом реперных поверхностей (см. раздел 4.2) и другими методами. В описы-

ваемом районе отложения сантонской трансгрессии перекрыли досантонскую поверхность и сами, в свою очередь, без перерыва были погребены под осадками кампанской трансгрессии. Поэтому рельеф кровли сантона оказался не нарушенным ни эндогенными, ни экзогенными агентами. Это и обусловило ее выбор в качестве маркирующей поверхности.

Для реставрации досантонского рельефа использовались материалы 10 000 скважин картировочного и структурно-профильного поискового бурения, пройденных при геологической съемке по ортогональной сетке со сторонами квадратов 1—1,5—2 км. Скважины вскрыли верхнемеловые отложения и вошли в альбские осадки на 10—15 м. По скважинам устанавливались мощности сантона. Они наносились на карту. Затем методом интерполяции вычерчивалась карта изопакит сантона, передающих гипсометрию реставрированного досантонского рельефа. Участки, где сантонские отложения отсутствовали, показывались на карте черным цветом. Мощности сантона на описываемой территории колебались от 0 до 25—30 м. По методу реперных поверхностей увеличение мощностей отвечает отрицательным формам рельефа, уменьшение — положительным. Максимальные мощности группировались на карте в виде узких, вытянутых участков, которые рассматривались как досантонские погребенные долины. Мощности сантона в них увеличивались в определенных направлениях, указывая на общий наклон долин. На водоразделах они уменьшались или отложения совсем выклинивались.

На значительной площади бассейна р. Эмбы альбские отложения выходят на земную поверхность и, следовательно, сантонские отложения отсутствуют. Здесь исследователи встретились с необходимостью реконструкции досантонского рельефа, уничтоженного современной эрозией. Для построения восстановленного рельефа использовался метод палеогеоморфологической интерполяции (см. раздел 4.6). Смежные участки, хорошо обеспеченные данными по мощностям сантона, дали возможность установить систему долин со стоком на юг, юго-запад и север, что позволило распространить ее и на участок, лишенный сантонских отложений, на котором, таким образом, было восстановлено долинообразное понижение, проходящее с запада на восток, от берега туронского бассейна до соединения с субмеридиональной долиной, выявленной по увеличенным мощностям сантона. Эта интерпретация была графически выражена в гипотетических изопакитах.

Нулевая изопакита (по допущению, аксиоматически принятому рассматриваемым методом) совпадает с кровлей сантонских отложений, залегающей горизонтально, тогда как подошва сантона регистрирует неровности изучаемого погребенного рельефа. Таким образом, мощности сантона в данном случае гипсометрически выражают отрицательный («подводный») рельеф. В действительности же изучаемый рельеф является субаэральным, и поэтому для изображения его в изогипсах авторы поместили нулевую горизонталь на уровне туронского моря, положение которого известно по границе туронских

морских отложений. Здесь авторы допустили неточность, так как для реставрации досантонского (коньякского) рельефа, конечно, следовало бы за нуль принять уровень коньякского моря, расположенный ниже уровня туронского бассейна. Поэтому определенные авторами абсолютные высоты являются заниженными.

Следующим этапом работ явилось *определение регионального наклона территории* к базису эрозии досантонского времени на запад, в сторону Прикаспийской впадины. Вычисление наклона производилось на время континентального перерыва по мощностям сеноманских отложений по формуле

$$i = \frac{m_2 - m_1}{l},$$

где i — величина регионального наклона, м/км; m_2 — максимальная, а m_1 — минимальная мощности сеномана; l — расстояние между точками, в которых замерялись m_2 и m_1 . По данным С. Н. Колытина (1957 г.), мощности сеномана с востока на запад на исследуемой территории увеличиваются от 0 до 40 м на расстоянии 100 км, что по приведенной формуле отвечает 0,4 м/км.

Региональный наклон определялся для введения поправки в палеовысоты досантонского рельефа. Однако проведенный уже ранее анализ мощностей показал, что подобный региональный наклон фиксируется увеличением мощностей сантона с запада на восток. Возникает вопрос: нужно ли определять его и следует ли вносить поправку за региональный наклон в палеовысоты досантонского рельефа? Если следовать методу, то подобная поправка не нужна, так как региональный наклон будет выражен по возрастанию мощностей осадков сантона между изучаемой и маркирующей поверхностями. В рассматриваемом случае он и наблюдается. Если положение той и другой поверхностей в послесантонское время изменилось, например в результате пластической тектонической деформации, поправка также не нужна при условии сохранения тех же соотношений мощностей. Таким образом, введение поправки за региональный наклон досантонской поверхности остается не вполне обоснованным в данном случае.

Поправка нужна только в двух случаях: 1) если реперная поверхность залегала в момент ее формирования негоризонтально и 2) если изучаемый рельеф перед погребением был тектонически наклонен в ту или иную сторону. Кровля сантонских отложений представляет собой донную равнину сантонской седиментации, имевшую наклон к западу, тогда как при реконструкции досантонского рельефа она была принята за горизонтальную. Поэтому в данном случае обязательным было бы введение поправки в гипсометрию досантонской поверхности за региональный наклон кровли сантонских отложений. Подобная поправка могла бы быть установлена по методу поиска натуральных аналогов в современных морских бассейнах с одновременным литолого-фаціальным анализом донных осадков. Во втором случае, очевидно, речь идет не о введении поправки за региональный

наклон, а об исключении регионального наклона, вызванного тектоникой.

Если поправка за региональный наклон необходима, она может вноситься двумя способами. Графическим методом, когда изолинии регионального наклона наносятся на карту изопахит и в точках их пересечения вычисляются отметки палеовысот, при этом из величины регионального наклона вычитаются значения изопахит, т. е. мощность перекрывающих отложений. Для получения положительных значений нулевая изолиния регионального наклона увеличивается на цифру максимальной мощности перекрывающих отложений, т. е. в данном случае на 30 м, отметки всех последующих линий также увеличиваются на 30 м. Из вычисленных значений регионального наклона и происходит вычитание мощностей сантона в точках их пересечения с изолиниями регионального наклона, значения которых увеличены на 30 м. Затем методом интерполяции составляется палеогипсометрическая карта уже с учетом регионального наклона, показывающая превышения над уровнем туронского бассейна. Аналитическим способом поправка вносится по формуле

$$H = H_i + m_{\max} - m_n,$$

где H — превышение данной точки над уровнем туронского бассейна; H_i — высота базисной поверхности в данной точке (изогипсы регионального наклона); m_{\max} — максимальная мощность сантонских осадков, перекрывающих палеорельеф; m_n — мощность сантонских отложений в данной точке.

Этим способом определялись высоты захороненных под сантоном форм рельефа. Если некоторые формы выдавались над сантоном в виде островов и погребены под осадками кампанской трансгрессии, пользовались формулой

$$h = a - b,$$

где h — относительное превышение останца; a — мощность сантон-кампанских отложений; b — мощность кампанских отложений над вершиной останца. Для получения отметки останца над туронским бассейном H нужно к отметке изогипсы H_i прибавить вычисленную по данной выше формуле его относительную высоту h : $H = H_i + h$.

Обязательным элементом палеогеоморфологических исследований должно быть *литолого-фациальное изучение отложений*, слагающих и перекрывающих изучаемый рельеф. Исследование первых дает много материалов по истории развития погребенного рельефа, его генезиса и возраста. Практически оказалось достаточным изучение верхней части альба мощностью не более 15 м. Для нее характерны более грубозернистый состав песков, чем у ниже расположенных осадков, песчанистость глин, разнообразие окраски (бурые, желтые, зеленые, серые оттенки), в отличие от серого цвета нижней части разреза.

На большей части территории сеноман, турон и коньяк выпадают из разреза и альбские отложения непосредственно перекрываются сантоном.

В сантонских осадках изучались нижние 5—7 м. В отличие от верхней части разреза сантона в залегающих здесь мергелистых и известковистых глинах обнаружены прослойки песков, песчаников, фосфоритов.

В западной части изучаемой территории на альбских отложениях залегают туронские. Они заходят в понижения древнего рельефа, свидетельствуя об ингрессии туронского моря. Характерной особенностью турона является желто-зеленая окраска. В местах распространения турона сантонские осадки имеют большую мощность.

Литолого-фациальный анализ сопровождался составлением рабочей литолого-фациальной карты. Результаты литолого-фациального анализа наносились на карту фактического материала в виде колонок. На них штриховыми условными знаками изображался литологический состав верхней части альба, всего турона и низов сантона. Рядом с колонкой указывались особенности отложений: окраска, крупность, включения, мощности осадков и возраст. Границы между литолого-фациальными элементами проводились методом интерполяции. Карта фактического материала явилась основой для составления карт литологического состава сантонских и альбских отложений. Она использовалась также для определения границ туронского моря в пределах изученной территории.

Карта литологического состава сантонских отложений позволила установить, что они формировались в мелководном бассейне. Об этом говорит наличие фосфоритов, которые накапливаются на глубинах 50—150 м за счет фосфатов, поступающих с речным стоком и глубинными водами. Распределение осадков сантонского моря отчетливо связано с особенностями погребенного рельефа, на который море трансгрессировало. Так, например, анализ литологического состава показал, что к повышениям рельефа приурочены песчанистые и алевролитистые глины, а к понижениям — тонкоотмученные. Возвышенности с крутыми склонами (20° и более) перекрыты глинами, прилегающие к ним плоские наклоненные под углами до 10° равнины — глинами с включением фосфоритовых желваков, плоские понижения между возвышенностями — глинами с «фосфоритовой плитой» (мощностью до 1,5 м) в основании. На северо-востоке изученной территории рельеф выровнен абразией, о чем говорят небольшие колебания мощности сантона и наличие в основании базальных песчаников с хорошо окатанной галькой кварца, кремня, фосфоритов.

Отметим в дополнение к выводам сотрудников ВНИГНИ, что факт абразионной переработки досантонского рельефа заслуживает особого внимания. Это проявление метаморфогенеза при погребении досантонской поверхности. Переработанный абразией участок рельефа, следовательно, уже не относится к досантонскому рельефу, так как является более молодым (сантонским) и имеет другой генезис (не субаэрально-денудационный, а абразионный). Подобные участки должны быть показаны на палеогеоморфологической карте как самостоятельные элементы погребенного рельефа. Если же встанет вопрос о воссоздании на месте участков уничтоженного рельефа

досантонской поверхности, то исследователь будет иметь дело с процессом реконструкции (подобно тому как восстанавливалась часть досантонской поверхности, срезанная современной эрозией в участках выхода альба на земную поверхность).

Литологический анализ верхней части толщи альбских отложений, проведенный по вскрытым скважинами разрезам и карте, составленной по этим данным, также позволяет сделать важные выводы об условиях формирования погребенного рельефа. Установлено, что положительные формы сложены в основном песчаниками, которые на соляных куполах образуют гряды; в межкупольных понижениях, где породы залегают горизонтально, песчаники бронируют небольшие плоские возвышенности с крутыми склонами. Глины выходят на склонах солянокупольных возвышенностей или отдельных возвышенностей в межкупольных зонах. Районы распространения глин с включениями гальки отвечают слабо расчлененному рельефу. Крупнозернистые пески, залегающие в палеодолинах, по-видимому, являются русловой фацией аллювия, а залегающие на вершинах возвышенностей представляют собой или остатки первичной равнины, расчлененной в сеноман-турон-коньякское время, или следы абразии сантонского моря. Среднезернистые пески обычны на склонах возвышенностей и прилегающих равнинных участках, являясь, по-видимому, делювиально-пролювиальными отложениями сантон-коньяк-туронского возраста. Не останавливаясь далее на результатах анализа, с которыми можно познакомиться по опубликованным работам [40, 175, 202—204], отметим, что изучение литологических особенностей альбских отложений позволяет выделить формы рельефа, делать выводы об их генезисе и возрасте.

Однако, как это правильно подчеркивают сотрудники ВНИГНИ, литологический анализ перекрывающих и слагающих рельеф отложений следует проводить вместе с анализом их мощностей, привлекая данные по палеогеографическим обстановкам и (добавим мы) используя в полной мере карты изогипс погребенного рельефа.

Следующий этап исследований, проведенных ВНИГНИ, включает *оставление палеогеоморфологической карты* (рис. 43) и *схемы палеогеоморфологического районирования*. Выделены следующие морфогенетические типы рельефа, которые обозначаются разными цветами (в черно-белом варианте — черными штриховками): 1) возвышенности структурно-денудационные, сильно расчлененные, с грядово-куэстовым рельефом (относительные превышения до 150 м); 2) возвышенности денудационные, пологоволнистые, слабо расчлененные (относительные превышения до 100 м); 3) равнины аккумулятивно-денудационные, плосковолнистые (относительные превышения менее 50 м); 4) долины «эрозионно-аккумулятивные» с врезом до 10 м; 5) морской туронский бассейн. Кроме типов выделены формы рельефа: промоины, уступы, вершины возвышенностей, холмы, замкнутые и долинообразные понижения, гряды, останцы. При картировании форм рельефа значительную роль играл литологический анализ. Так, например, останцы выделялись в тех местах,

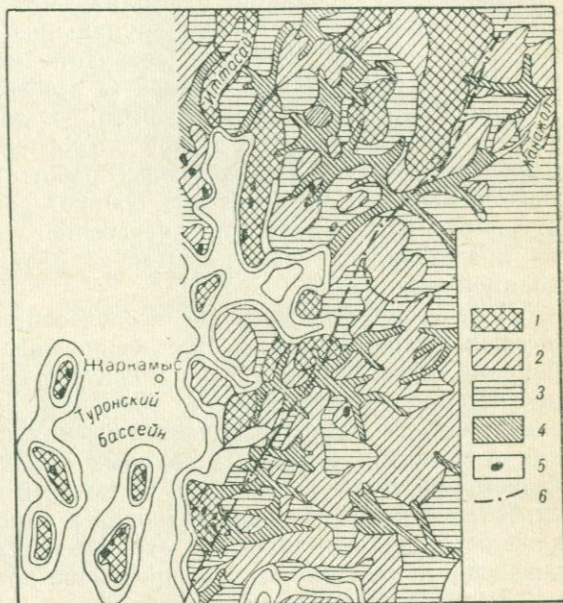
где на альбских породах залегают не сантонские отложения, а кампанские в виде отдельных пятен.

Недостатками карты являются: 1) отсутствие изогипс реконструированной досантонской поверхности, что обедняет количественную характеристику рельефа; 2) неоправданное расширение временного среза включением туронского века. Следовало бы ограничиться непосредственно предсантонским (коньякским) срезом и показать

Рис. 43. Палеогеоморфологическая карта юго-восточной части Прикаспийской впадины предсантонского времени, по М. В. Проницовой,

П. И. Жернакову, Ф. М. Мешалкину, 1969 г. [204].

1 — структурно-денудационные возвышенности, сильно расчлененные, с останцово-куэстовым рельефом; 2 — пологоволнистые возвышенности; 3 — плосковозвышенные равнины; 4 — эрозионные понижения; 5 — останцы; 6 — границы геоморфологических районов.



на карте вместо туронского бассейна осушенную прибрежную морскую равнину коньякского возраста; 3) недостаточная проработка проблемы возраста некоторых элементов рельефа.

Выделены три геоморфологических района: 1) западный, с развитием обширных солянокупольных структур в виде структурно-денудационных возвышенностей, с грядово-куэстовым рельефом, ориентированным с север-северо-востока на юг-юго-запад; 2) северо-восточный, с преобладанием плоских денудационных поверхностей, с превышениями не более 50 м; 3) юго-восточный, с широким развитием пологоволнистого возвышенного рельефа.

Палеогеоморфологический анализ позволил реконструировать историю развития рельефа. Это следующий этап исследований. Были выделены эпохи континентального и морского развития территории. Основные геоморфологические уровни были выработаны в позднеальбское время (аккумулятивная равнина, деформированная тектонически во время позднеальбского поднятия, впоследствии расчлененная и сохранившаяся в виде отдельных реликтов) и в турон-коньякское время (полого-холмистая равнина, отделенная от верхнего

уровня сантонским уступом). Установлено, что наблюдались три этапа проявления соляного тектогенеза: 1) в альб-сеноманское время; 2) на границе позднего мела и олигоцена; 3) в неогене.

Следующий этап — *составление гипсометрической карты* современного положения досантонской поверхности. На этой карте указанная поверхность показана с суммированными (за время сантона до современного этапа включительно) явлениями наложенного метаморфогенеза. Среди последних сотрудники ВНИГНИ отмечают тектонические деформации (с амплитудами до нескольких десятков — первых сотен метров) и солянокупольную тектонику. К ним можно добавить еще не учтенные сотрудниками ВНИГНИ искажения, вызванные уплотнением осадков (в особенности глин). Составление подобной карты, по нашему мнению, должно производиться в начале работ на одном из первых этапов для того, чтобы можно было использовать эту карту для последующей работы по реставрации погребенного рельефа. Как отмечают, однако, авторы [204], использовать эту карту для реставрации погребенного рельефа в данном случае не представилось возможным из-за сильного искажения рельефа соляной тектоникой.

Палеогеоморфологические исследования совмещались с *палеотектоническим анализом*. Построение ряда профилей для готерива, баррема, апта, альба, турона и сантона позволило выявить особенности соляного тектогенеза (в частности, усиление его в эпохи континентального развития и тектонических поднятий), время заложения и развития отдельных соляных куполов. Составлялась также палеоморфоструктурная карта, на которой показывались изопахиты альбских отложений, зоны поднятий и опусканий различной направленности, положительные и отрицательные морфоструктуры (развивающиеся и пассивные), современное положение морфоструктур, нефтеносные структуры (см. рис. 36).

В завершение палеогеоморфологического анализа на карте современного положения предсантонской поверхности на основе сравнения с ней палеогеоморфологической и литологических карт выделены различного типа *палеогеоморфологические ловушки нефти и газа*. Отметим, что выделение локальных морфоструктур может быть произведено также и путем тренд-анализа изогипс реставрированного рельефа и метаморфогенизированного рельефа (см. раздел 4.5).

Палеоморфологические исследования, проведенные сотрудниками ВНИГНИ на юго-восточной окраине Прикаспийской впадины, являются хорошим примером *комплексного палеогеоморфологического анализа*. Основными этапами последнего, таким образом, являются:

1. Выбор реперной поверхности над изучаемой поверхностью. Определение мощностей между ними. Построение карты изопахит.

2. Определение относительных и абсолютных высот палеорельефа. Составление палеогипсометрической карты реставрированного рельефа.

3. Определение регионального наклона реперной поверхности, если он не учтен при реконструкции методом реперных поверх-

ностей. Внесение поправок за региональный наклон. Исключение тектонического регионального наклона. Составление палеогипсометрической карты с поправками за региональный наклон реперной поверхности.

4. Составление карты погребенного рельефа с искажающими его явлениями метаморфогенеза, т. е. карты погребенного рельефа в его современном виде.

5. Изучение литологического состава, составление карт литологического состава перекрывающих и слагающих рельеф отложений.

6. Анализ мощностей и литологических разностей перекрывающих и слагающих рельеф отложений, определение их связей с теми или иными формами рельефа. Этот анализ проводится на фоне изучения палеогеографических и палеоклиматических данных, особенностей геологического строения, геологической истории и современного рельефа изучаемой погребенной поверхности.

7. Составление общей палеогеоморфологической карты (с нанесением изогипс) реставрированного рельефа.

8. Составление схемы палеогеоморфологического районирования.

9. Составление палеогеоморфоструктурной схемы.

10. Разработка практических рекомендаций.

Более детальное рассмотрение всех изложенных выше вопросов содержится во многих работах [40, 175, 202—204].

6.2. Опыт реставрации погребенного субаэрального и субаквального рельефа

Методика реставрации погребенного субаэрального и субаквального рельефа разработана В. Н. Нагирным, Н. П. Семенюком и В. В. Фуртесом [167] на примере раннепалеогенового рельефа центральной части Украинского щита. При этом авторы пользовались многими методами (реперных линий, геоморфологической интерполяции, литолого-фациальным анализом и др.). Основным методом явился анализ современного высотного положения древних береговых линий и отложений морских бассейнов, покрывающих территорию Украинского щита после формирования раннепалеогенового рельефа. Этот анализ позволяет оценить и снять явления метаморфогенеза и реконструировать рельеф, существовавший в момент захоронения. Теоретическая основа метода — аксиоматический тезис о горизонтальности уровня морских бассейнов, а следовательно, и связанных с ними береговых линий. Если современное положение погребенных береговых линий не горизонтально, значит, последние подвергались метаморфогенезу, а характер и амплитуды деформации позволяют оценить явления метаморфогенеза не только качественно, но и количественно.

Комплексное изучение древнего субаэрального и субаквального погребенного рельефа заключалось в сборе и обобщении обширных

материалов по геологии и палеогеоморфологии. Они нашли отражение в серии составленных авторами карт: гипсометрических, литолого-фациальных, мощностей отложений, палеогеоморфологических и многочисленных профилей. При этом были использованы материалы изучения около 10 000 скважин. Промежутки между скважинами интерпретировались методом интерполяции. Стратоизогипсы и изопакиты на картах проводились через 10 м, что позволило с до-

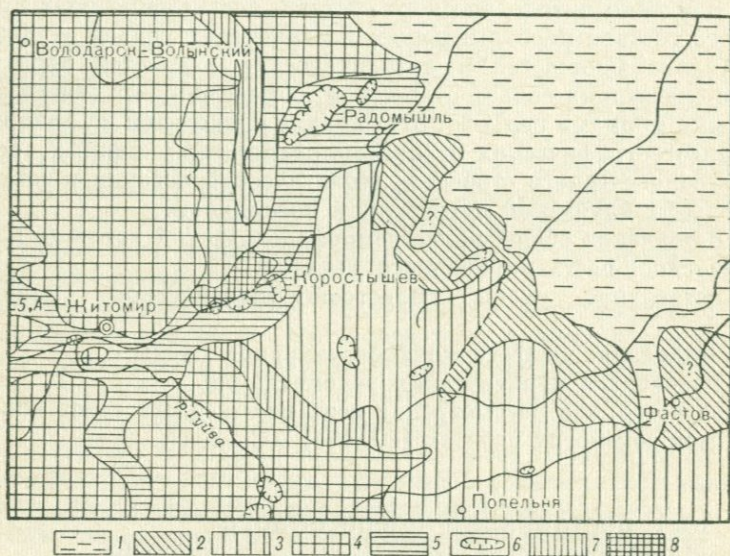


Рис. 44. Схематическая палеогеоморфологическая карта Коростышевского бурого угольного месторождения, по В. Н. Нагирному [166].

1—4 — равнины: 1 — подводная пологонаклонная аккумулятивная, 2 — прибрежная аккумулятивная заболоченная, 3 — пологонаклонная денудационная, 4 — возвышенная денудационная; 5 — Коростышевско-Березовская ископаемая долина; 5, А — Явненско-Житомирская ископаемая долина; 6 — замкнутые котловины; 7 — абразионный уступ; 8 — древние торфяники.

статочной точностью учесть изменения гипсометрии и мощностей. Точки, в которых отложения подвергались размыту, исключались.

Положение древних береговых линий определялось литолого-фациальным и палеогеоморфологическим анализами по смене фациальных комплексов, резкому увеличению мощностей, уменьшению наклона поверхности отложений в местах смены континентальных фаций морскими.

Палеогеоморфологический анализ указанные выше авторы начали с изучения распространения среднеэоценовой бучакской свиты, с континентальными фациями которой связаны месторождения бурых углей Днепровского бассейна (рис. 44). На склонах щита они сменяются прибрежно-морскими фациями. Береговая линия бучакского моря обозначается переходом аллювиальных существенно кварцевых песков и углистых глин в глауконитовые пески.

Вдоль бучакского морского бассейна, занимавшего Днепровско-Донецкую впадину, береговая линия на северо-западе Украинского щита (в районе г. Коростышев) располагается на высоте 135—140 м над уровнем моря, в районе г. Смелы — 90—95 м, близ г. Кременчуга — 30 м, восточнее г. Днепропетровска — 10 м ниже уровня моря. Естественно, что в бучакское время береговая линия протягивалась по нулевой изогипсе. Таким образом, амплитуда послезоценовых тектонических движений достигала 150 м, возрастая с юго-востока на северо-запад. Особенно значительные смещения береговой линии наблюдаются по зонам разломов.

Поверхность кристаллических пород в районе Житомира — Бердичева располагается на абсолютных высотах 250—300 м, а в районе Днепропетровска — Запорожья — 100—150 м. Распространяя установленную выше амплитуду послезоценовых смещений на территорию Украинского щита, можно допустить, что в среднеэоценовое время абсолютные высоты распространенной здесь равнины были примерно одинаковыми и составляли не менее 150 м над уровнем бучакского моря.

В Приднепровской части щита авторы установили субширотную деформацию поверхности кристаллического фундамента. По геолого-палеогеоморфологическому профилю Кременчуг — Кривой Рог современное положение среднеэоценовых береговых линий составляет на севере щита 30 м над уровнем моря, а на юге — 40 м ниже уровня моря. Амплитуда послезоценовых деформаций составляет 70 м на расстоянии 170 км. Следовательно, по этому профилю наклон бучакской нулевой поверхности в послезоценовое время изменился на 0,4 м/км. Подобные расчеты выполнены и для других профилей. Они показали, что современный наклон на юг бучакской поверхности колеблется от 0,25 м/км на востоке (у г. Верхнеднепровска) до 0,62 м/км на западе (у г. Смелы). Основываясь на этих показателях, авторы вычислили приблизительные среднеэоценовые высоты верховьев древних погребенных долин над среднеэоценовыми уровнями моря, высоты водоразделов. Максимальные отметки среднеэоценовых водоразделов наблюдались между Восточно-Криворожской и Надиевско-Верхнеднепровской древними долинами (160—165 м над бучакским уровнем моря).

Реставрация рельефа центральной части Украинского щита может быть произведена по гипсометрии кровли морских нижнемиоценовых отложений харьковской свиты. Трансгрессия покрывала почти всю исследованную территорию. Кровля останцов харьковских глин и песков, сохранившихся от размыва в среднем — позднем олигоцене и в раннем — среднем миоцене, южнее Кривого Рога располагается на абс. высоте 35—40 м, на широте пос. Николаевка — 30 м над уровнем моря. В большей части других районов Украинского щита кровля харьковских отложений расположена на высотах 100—120 м над уровнем моря. Таким образом, разница в современных высотах кровли прибрежно-морских фаций харьковской свиты составляет 75—80 м. Этот показатель (при учете последующих событий: неогеновых трансгрессий, миграции древнего водораздела в се-

верном направлении) позволяет оценить влияние послемiocеновых тектонических движений на деформацию раннепалеогеновой равнинной поверхности: увеличение ее высот севернее древнего главного водораздела и их значительное уменьшение южнее широты г. Кривой Рог. В настоящее время она наклонена к Причерноморской впадине и древний водораздел расположен на 20—30 м ниже, чем местные водоразделы, находящиеся севернее. В раннем палеогене эта древняя поверхность денудационного выравнивания располагалась приблизительно симметрично относительно древнего водораздела. Этот вывод подкрепляется равными мощностями аллювия в погретенных долинах северного и южного склонов щита.

Со среднего эоцена началось погружение южного склона Украинского щита в связи с активизацией формирования впадины Черного моря. Этот процесс подтверждается распространением залежей бурого угля в пологопадающих долинах северного склона. Большая крутизна падения долин южного склона щита препятствовала образованию в них буроугольных месторождений.

Различие в высотах залегания прибрежно-морских отложений бучакской и харьковской свит на севере и в центральной части Украинского щита составляет около 10 м, а наклон нулевой поверхности среднеэоценовых морских бассейнов примерно параллелен нулевой поверхности олигоценовых бассейнов. Это показывает, что наиболее значительные деформации изучаемой поверхности относятся к неоген-четвертичному времени.

Тенденция к погружению южного склона Украинского щита унаследована от более древних геологических эпох. Развитие северо-восточного склона протекало иначе. В послесарматское время он вышел из-под уровня моря. В неогене сюда проникали лишь мелководные морские бассейны, с которыми связано образование прибрежно-морских россыпей.

Палеогеоморфологический анализ центральной части Украинского щита показал, что современная гипсометрия поверхности кристаллических пород не отражает ее положения в предшествующие этапы геологического развития территории. Последние могут быть раскрыты с большей полнотой при применении палеогеоморфологического анализа; сделанные при этом выводы (см. раздел 7) важны для поисков бурых углей, бокситов, марганцевых руд, россыпей.

Более детально с методикой палеогеоморфологического анализа раннепалеогенового рельефа центральной части Украинского щита и его результатами можно ознакомиться по некоторым работам [166, 167, 168].

6.3. Другие опыты реставрации погретенного рельефа

Рельеф Русской платформы в ранневизейское (яснополянское) время закартирован В. А. Котлуковым [118] методом реперных уровней и изображен на схематической палеогеографической карте

изогипсами. Русская платформа в это время представляла собой равнину с разницей относительных высот до 100—150 м. Большие амплитуды рельефа в Поволжье (до 250 м), по мнению В. А. Котлукова, были обусловлены интенсивными прогибаниями областей седиментации.

На карте выделяются следующие палеогеоморфологические области: 1) области денудации, представляющие собой плоские участки суши, сложенной турнейскими, девонскими, кембрийскими и кристаллическими (архей — протерозой) породами, на которых формировалась кора выветривания; в геоморфологическом отношении эти участки, по-видимому, можно рассматривать как поверхности денудационного выравнивания; 2) области аккумулятивных равнин прибрежно-континентальной и прибрежно-морской седиментации; на их плоской поверхности местами были разбросаны озера и болота; в бобриковское время равнины были расчленены сетью глубоких долин; 3) области приморских низменностей в пределах изогипс от —25 до —250 м, которые характеризовались весьма динамичным морфогенезом во времени и пространстве, испытывая смену речного, озерно-болотного, эстуарного, лагунного и мелководного морского режимов. На многих участках их обнаружены реликты древних речных долин разных порядков; 4) области морских донных равнин на карбонатных осадках, распространенные в Днепровско-Донецком прогибе, в Прикаспийской впадине и других районах.

Рестаурированный предвизейский палеорельеф Подмосковского и Камского угленосных бассейнов изображен на рис. 19.

Рестаурация погребенного рельефа в связи с изучением угленосных отложений освещается во многих работах [28, 29, 109, 110, 114—120, 145, 158, 294].

Н. П. Хожайновым и С. Т. Акаемовым [266] изучен докарбонный рельеф юго-западного склона Воронежской антеклизы. Это поверхность денудационного выравнивания с корами выветривания каолинового и латеритного типов, которая сформировалась на докембрийском кристаллическом фундаменте. На большей части склона поверхность выравнивания перекрывается карбоном и местами — девонскими отложениями. В настоящее время поверхность выравнивания падает на юго-запад к Днепровско-Донецкой впадине с уклоном 8,5 м на 1 км. Ее плоский рельеф в полосе развития устойчивых железистых кварцитов оживляют останцовые грядово-холмистые формы и расчленяющие их долины. Местами поверхность разбита послекарбонными разломами, в связи с чем наблюдаются сбросы и флексуорообразные изгибы. Для рестаурации авторы выбрали временной срез начала яснополянского времени визейского века. Устойчивые фацциально михайловский и веневский горизонты были приняты за реперный горизонтальный уровень. В процессе рестаурации изучались типы кор выветривания, их вещественный состав, мощности, время захоронения, возраст и фацции перекрывающих осадков. В рестаурированном рельефе отчетливо вырисовалась

Белгородско-Яковлевская водораздельная субширотная зона, с которой начинались балки и долины северного, северо-восточного и юго-восточного направлений.

А. А. Романов и К. Н. Разумова [213] опубликовали опыт реставрации позднеплиоценового (предскифского) рельефа Среднего и Нижнего Поволжья. Исходным материалом явились скважины картировочного бурения. На составленной ими палеогеоморфологической карте показаны погребенные среднеплиоценовая и олигоценмиоценовая денудационные водораздельные равнины, раннеплиоценовая аккумулятивная равнина и позднеплиоценовые речные долины.

Интересен опыт реставрации морфологии дна древних водоемов на примере западного склона Среднего Урала. М. А. Воцакин [46], используя закон механической дифференциации, методы палеоэкологические, литологический, литолого-фациальный, сравнительно-исторический и др., реставрировал донный рельеф турнейского морского бассейна.

Методически интересны палеогеоморфологические исследования, которые в течение многих последних лет ведут на Сибирской платформе сотрудники ВСЕГЕИ под руководством М. И. Плотниковой в связи с россышной алмазностью. Они сопровождаются реставрацией древнего рельефа. Результаты этих исследований опубликованы в ряде трудов [189, 190, 191].

7. Погребенный рельеф и полезные ископаемые

В этом разделе рассматривается значение палеогеоморфологического анализа при поисках месторождений экзогенных полезных ископаемых (бурые и каменные угли, бокситы, россыпи, нефть и газ, фосфориты, марганцевые руды, самородная сера, каолиниты, огнеупорные глины). Их формирование и размещение теснейшим образом связано с палеогеоморфологическими условиями геологического прошлого. Поэтому поиски их невозможны без палеогеоморфологических исследований. Рассмотрение проблемы ведется на конкретных примерах преимущественно по Русской платформе.

7.1. Угленосные отложения

При изучении угленосных формаций палеогеоморфологический анализ оказывает существенную помощь [120]. Это, в частности, было продемонстрировано при поисках углей в западном крыле Подмосковского бассейна и при оценке угленосности и прогнозных запасов Камского бассейна. В. А. Котлукову [114—120] принадлежит большая заслуга внедрения палеогеоморфологических методов при изучении угленосных формаций. Применение этих методов дает хорошие результаты благодаря тому, что угленакопление теснейшим образом связано с особенностями палеорельефа. С их помощью можно решать следующие основные задачи: 1) изучение палеорельефа обширных площадей с целью оконтуривания границ древних бассейнов и суши и определения генезиса мега- и мезоформ; 2) реставрация погребенного подугольного рельефа, существовавшего к началу накопления органических остатков; 3) изучение погребенного надугольного рельефа и его влияния на угленосную формацию.

При решении первой задачи исследователь имеет дело с изучением погребенного мега- и мезорельефа обычно в пределах больших территорий. Оно необходимо для оконтуривания площадей угленакопления и дает возможность делать важные выводы «...о границах и генезисе формаций целых угленосных провинций, бассейнов и крупных месторождений» [120, с. 122].

Решение второй задачи обеспечивает возможность построения конкретных прогнозов угленосности, оценки и выбора направлений поисков месторождений угля во вновь изучаемых районах.

В. А. Котлуков [120], разработавший излагаемую здесь методику прогнозной оценки и поисков угля, указывает, что распространение пластов угля непосредственно контролируется палеорельефом. Поэтому изучение последнего представляет собой важнейшую задачу. В качестве примеров реставрации подугольного рельефа могут быть приведены материалы исследований в западном крыле Подмосквового бассейна [109, 115], в южном крыле того же бассейна [158, 294] и в других районах Русской платформы [117, 118, 121, 122, 220]. Исследования эти установили основные черты погребенного подугольного рельефа и вскрыли связь углей и других полезных ископаемых (в частности, бокситов и огнеупорных глин) с особенностями рельефа. Установлено, что угленосные толщи залегают на подстилающих породах чаще всего со стратиграфическим, а иногда и с географическим или угловым несогласием. Как правило, наиболее мощные пласты углей промышленного значения залегают в нижних частях угленосных формаций и контролируются доугольным рельефом. Изучение последнего в большинстве случаев завершалось составлением гипсометрических схем погребенного рельефа при помощи метода реперных уровней (палеогеоморфологического метода, по В. А. Котлукову).

Примером подобной схемы является обзорная палеогеографическая и палеогеоморфологическая карта Русской платформы в ранневизейское (яснополянское) время, составленная В. А. Котлуковым [118]. Палеорельеф на ней показан горизонталями. Детальный анализ позволил выделить на Русской платформе в довизейское время области приморских низменностей с меняющимися обстановками (речной, озерно-болотной, эстуарной, лагунной, мелководной морской), которые в бобриковское время являлись площадями мощного угленакопления и формирования месторождений огнеупорных глин. Примером более детальной реконструкции палеорельефа могут служить исследования А. С. Корженевской [110] в Белгородско-Обоянском районе.

Необходимость решения третьей задачи — изучения надугольного рельефа — обуславливается тем, что формирование последнего нередко связано с эрозионными врезами и размывами, частично разрушающими угольные пласты. Так, например, в Калужском районе сплошность нижнекарбонных угленосных отложений нарушается доюрскими долинами, расчленяющими равнинный аккумулятивный рельеф на глубину до нескольких десятков метров [120]. Для Подмосквового бассейна намечается несколько речных систем, нарушающих сплошность угленосных отложений: 1) среднекарбонная, доверейская; 2) доюрская; 3) неогеновая и 4) дочетвертичная (поздненеогеновая — раннечетвертичная).

В качестве примера рассмотрим опыт палеогеоморфологического анализа Днепровского бурогоугольного бассейна в связи с поисками бурых углей [166, 168], интересный в методическом отношении. Бурые угли в этом бассейне связаны с континентальными фациями среднеэоценовой бучакской свиты. Исследователи ставили следу-

ющие задачи: 1) выявить главные черты морфологии и морфометрии палеогенового (прежде всего среднеэоценового) погребенного и древнего рельефа бурогоугольных районов, произвести реставрацию погребенного рельефа и реконструировать уничтоженный рельеф, определить основные типы и формы рельефа; 2) установить связь между расположением залежей бурого угля и формами погребенного рельефа; 3) выявить основные этапы развития рельефа в конце мезозоя — кайнозое, установить особенности морфогенеза каждого из них; 4) установить закономерности развития рельефа в палеогене, основные палеогеоморфологические закономерности угленакопления в среднем эоцене и роль в этом процессе древнего рельефа [166].

Комплексное изучение древнего и погребенного рельефа велось методом составления серий карт (в состав которых входили карты гипсометрические, литолого-фациальные, мощностей отложений, палеогеоморфологические) и построения профилей. Эти материалы в дальнейшем (вместе с другими геологическими и геофизическими данными) подвергались палеогеоморфологическому анализу (см. раздел 6.2).

В. Н. Нагирный, Н. П. Семенюк и В. В. Фуртес [167] разработали метод реставрации погребенного рельефа, подвергшегося метаморфогенезу, с помощью реперных линий, которыми служили береговые линии древних морей (см. разделы 4.6 и 6.2).

Палеогеоморфологический анализ позволил установить, что бурогоугольные месторождения Днепровского бассейна связаны с широкими долинами, имеющими небольшие уклоны (см. рис. 43). Залежи обычно локализуются в котловинообразных понижениях днищ долин. Наивысшую степень угленосности имеют долины с уклонами 0,5—1,2 м/км. При продольных уклонах 1,40—2,10 м/км наблюдается низкая степень угленосности. Древние долины обычно складывались в межкупольных понижениях кристаллического фундамента, в зонах разломов, в синклинальных структурах. В образовании долин отчетливо сказалась ритмичность тектонических движений. Углубления долин связаны с поднятиями, а заполнение их осадками и погребение — с погружениями. Палеогеоморфологический анализ позволил обосновать однотипность условий формирования месторождений бурого угля на территории всего Днепровского бассейна (все угленосные отложения являются озерно-речными), в отличие от ранее господствовавшего мнения о том, что в западной части угленосные отложения являются флювиальными (озерно-речными), а в восточной — континентально-суперлиторальными (прибрежными). Установлено, что все месторождения формировались на высоте 40—50 м над уровнем бучакского моря. В. Н. Нагирный [166] делает вывод, что поисковые работы на уголь должны опираться на палеогеоморфологические исследования, которые следует ориентировать на оконтуривание известных погребенных долин, поиски новых, выявление долин с минимальными уклонами продольного профиля, поиски локальных вогнутых участков на днищах долин, которые перспективны для болотно-озерно-речной аккумуляции.

Опыт применения палеогеоморфологического анализа при поисках углей освещается в ряде трудов [28, 29, 109, 110, 114—122, 145, 158, 166, 168, 220, 294].

7.2. Бокситы

При поисках бокситов методы геоморфологического анализа должны играть решающую роль. Палеогеоморфологический контроль в размещении бокситов является ведущим, так как они теснейшим образом связаны с рельефом, формирующимся в эпохи полигенетического (денудационного и аккумулятивного) выравнивания. Плоский выровненный рельеф благоприятен для формирования и сохранения мощных кор выветривания. Условия для выравнивания рельефа и образования мощных кор выветривания создаются в течение стабильных фаз морфоциклов (см. Метод изучения гео- и морфоциклов, раздел 4.2). Поэтому при прогнозной оценке изучаемых территорий на бокситоносность и при поисках бокситов огромное значение приобретает проблема реконструкции морфоциклов, явление их стабильных фаз.

Обычно среди платформенных бокситов различают остаточные и осадочные бокситы. *Остаточные, или латеритные, бокситы* непосредственно связаны с корой выветривания латеритного аллитного типа, залегающей на поверхностях субаэрального денудационного или структурно-денудационного происхождения (на поверхностях выравнивания фундамента платформ или на поверхностях выравнивания внутри платформенного чехла). В геологических разрезах указанные поверхности представляют собой поверхности структурного (углового, географического) или стратиграфического несогласия (перерыва). Таким образом, для поисков бокситов перспективны площади суши, независимо от того, развивалась ли она на породах фундамента или платформенного чехла. Отметим, что кора выветривания формируется не только на плотных, но и на рыхлых породах. Таким образом, поверхности аккумулятивного выравнивания, подвергавшиеся субаэральному выветриванию, также нельзя исключать из рассмотрения при поисках остаточных, или латеритных, бокситов.

Остаточные месторождения в области Балтийского щита неизвестны. В результате длительной денудации коры выветривания здесь снесены; они могли сохраниться лишь на склонах щита под перекрывающими фундаментом отложениями. На Украинском щите латеритные коры выветривания широко распространены; здесь обнаружены Высокопольское месторождение, Никопольское и другие рудопроявления остаточных бокситов в латеритных корах выветривания на амфиболитах и других породах (восточная часть южного склона Украинского щита). Элювиальные бокситы обнаружены на юго-западном склоне Воронежской антеклизы (Белгородский и Новоскольский районы), где они связаны с латеритной корой выветривания нижневизейской поверхности выравнивания (глу-

бина 200—700 м), срезающей алюмосиликатные породы докембрия (серицитовые, хлоритовые сланцы курской серии, амфиболо-хлоритовые породы михайловской серии). Бокситы перекрываются нижневизейскими отложениями [179]. Латеритные коры выветривания и связанные с ними бокситовые породы известны под отложениями верхнего девона (мамонская толща), визейского яруса и мезозойскими [188, 220, 266]. Перспективы остаточной бокситоносности Русской платформы следует оценивать как положительные.

Осадочные бокситы платформенного типа формируются в результате размыва и переотложения латеритных кор выветривания. Они так же, как и остаточные бокситы, тесно связаны с процессами морфогенеза и особенностями рельефа. Основной агент размыва и транспортировки — текущая вода. Осадконакопление производится в водной среде: в руслах рек, в озерных водоемах, в прибрежно-морской (лагунной) обстановке.

Осадочное бокситообразование может быть синхронно времени корообразования, когда в условиях спокойного тектонического режима (которым характеризуются стабильные фазы гео- и морфоциклов) одновременно с формированием коры происходят постоянный ее размыв, вынос глинозема и его накопление в широких полого-склонных меандрирующих долинах рек поверхностей выравнивания, в неглубоких озерных ваннах и прибрежно-морских лагунах в виде хомогенно-осадочных бокситов. Последние известны, например, на подкаменноугольной поверхности выравнивания в юго-западной части Воронежской антеклизы [266, 267, 268]. В других случаях образование бокситов может быть связано с оживлением тектонических движений (поднятий в области денудации, погружений в областях осадконакопления), которое обычно характеризует мобильные фазы гео- и морфоциклов. При этом происходят поднятия поверхностей выравнивания, их расчленение и энергичные процессы размыва кор выветривания. В этих случаях осадочное бокситообразование асинхронно времени корообразования. Образующиеся при этом месторождения бокситов залегают в узких, глубоких крутосклонных долинах, характеризуются повышенным содержанием терригенного компонента. Осадочно-обломочные бокситы этого типа обнаружены в глубоких каньонообразных долинах и на склонах грядово-холмистых форм погребенного подкаменноугольного рельефа юго-западной части Воронежской антеклизы [266]. Геоморфологически зона, наиболее перспективная на поиски месторождений осадочных бокситов, располагается между плоскими водораздельными пространствами, где находятся реликты денудационных равнин с корами выветривания, и морем (включая прибрежное мелководье с лиманной обстановкой).

Именно к подобной зоне относятся Северо-Онежские месторождения осадочных бокситов, возникшие по периферии древней поверхности денудационного выравнивания Балтийского щита за счет размыва коры выветривания на основных породах Ветреного Пояса. Известное Тихвинское месторождение возникло в результате пере-

отложения глинозема из коры выветривания, сформировавшейся на девонских кластических отложениях [38]. В ложбинах стока Украинского щита известно Самотканское месторождение осадочных бокситов и ряд рудопроявлений. В Белгородском районе КМА обнаружены осадочные бокситы, связанные с бобриковским и тульским горизонтами визейского яруса нижнего карбона [179] пролювиально-делювиального и озерно-болотного генезиса. Известны осадочные бокситы и в Новооскольском районе КМА. Наблюдается приуроченность бокситов к зоне сочленения денудационного и аккумулятивного рельефа КМА и Московской синеклизы [222]. На северном склоне Воронежской антеклизы осадочные бокситы залегают на выветрелых алюмосиликатных или карбонатных породах девонского или нижнекарбонового возраста (турнейский ярус) и перекрываются нижневизейскими породами, залегая на глубине нескольких десятков метров [147].

Таким образом, зоны равнинного рельефа, синхронные по возрасту поверхностям выравнивания или эпохам более молодого эрозионного вреза, располагающиеся между областями денудации (или по периферии областей денудации) и береговой зоной морских бассейнов (включая лиманы), весьма перспективны по палеогеоморфологическим условиям для поисков бокситов.

Можно наметить такую последовательность использования палеоморфологических данных при прогнозировании и поисках месторождений бокситов: 1) палеогеоморфологическое изучение геологических разрезов района исследований с целью реконструкции геолого-геоморфологической истории развития; 2) выявление гео- и морфоциклов; изучение их стабильных фаз и связанных с ними погребенных денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания; 3) выбор основных временных срезов эпох континентальной денудации и выравнивания для прогнозирования поисков бокситов; при выборе используются комплексные критерии; обязательна оценка с точки зрения геолого-экономических показателей; 4) палеогеоморфологическое картирование, сопровождающееся изучением кор выветривания, продуктов их перемыва и переотложения; 5) районирование территории по основным типам бокситоносности и выделение участков, перспективных на поиски остаточных и осадочных бокситов.

Опыт реставрации ранневизейского (яснополянского) рельефа Русской платформы (см. раздел 6.3) позволил В. А. Котлукову [118, 120] выделить территории, перспективные на поиски остаточных (поверхности денудационного выравнивания) и осадочных (сопредельные аккумулятивные равнины) бокситов. А. И. Саломон [220] и В. С. Кофман [122] на примере анализа бокситов Боровичско-Тихвинского района установили полную зависимость их распространения от палеорельефа.

Связь платформенных бокситов с древними поверхностями денудационного выравнивания подчеркивается в работе [222], посвященной рассмотрению кор выветривания и полезных ископаемых

гипергенного типа. Наряду с палеогеоморфологическим критерием автор большое значение придает и структурному фактору — приуроченности кор выветривания к положительным структурным формам: щитам, антеклизам, куполовидным поднятиям и др., а также составу материнских пород. Наиболее благоприятным для бокситообразования является выветривание бескварцевых, магматических (например, нефелиновый сиенит) и осадочных (глинистый сланец) пород. Роль эпох пепеленизации как важнейших металлогенических эпох (в том числе и как эпох бокситообразования) совершенно справедливо подчеркивается в работе А. П. Сигова [229].

Прогнозирование перспектив поисков и поиски бокситов, конечно, должны вестись не одними методами палеогеоморфологического анализа, а совокупностью различных методов с целью выявления в палеорельефе каждого изучаемого «возрастного среза» участков с наиболее благоприятными сочетаниями таких факторов, как: 1) геологический фактор: а) наличие пород, наиболее благоприятных для латерито- и бокситообразования как в фундаменте, так и в чехле платформ; к ним относятся метаморфические породы (например, амфиболиты, серицитовые, хлоритовые сланцы), изверженные средние и основные породы, некоторые осадочные породы (например, глинистые сланцы) и т. д. [179, 222]; б) наличие устойчивых против денудации пород, перекрывающих и бронирующих коры выветривания и бокситы и обеспечивающих их сохранение от размыва; 2) палеогеографический фактор — существование в выбранных для изучения «временных срезах» теплых и влажных климатических условий, способствующих латеритному типу выветривания. Так, например, на Украинском щите условия для латеритообразования существовали неоднократно, начиная с рифея, когда углекислый газ в атмосфере сменяется кислородом [229], по поздний мел включительно [86]; 3) структурный фактор — приуроченность кор выветривания к поднятиям, а следовательно, и к положительным структурным формам: щитам, антеклизам, куполовидным поднятиям и т. д.

Отметим, что палеогеоморфологические исследования уже прочно входят в практику прогнозных и поисковых работ на бокситы. Так, например, А. С. Матросов, Б. Н. Одокий и В. И. Павловский [147], намечая комплекс геофизических исследований для поисков бокситов в пределах Воронежской антеклизы, придают большое значение изучению добокситового рельефа кристаллического фундамента в пределах участков распространения алюмосиликатных пород и мощной латеритной коры выветривания (в первую очередь ранневизейского возраста).

По опыту исследований в пределах Воронежской антеклизы указанные выше авторы рекомендуют при геологическом картировании районов, перспективных на бокситы, наряду с картировочным бурением применять комплексные гравirazведочные и магниторазведочные работы. Изучение погребенного рельефа требует применения электроразведки методом ВЭЗ и сейсморазведки КМПВ.

С помощью метода ВЭЗ можно картировать в условиях Воронежской антеклизы депрессии в кристаллическом фундаменте с амплитудой более 30—50 м. Повышение точности интерпретации кривых ВЭЗ достигается сейсморазведкой методом КМПВ по редкой сети профилей и проверочным бурением. На выявленных депрессиях с залегающими в них бокситами ставятся детальные электроразведочные работы с одновременной сейсморазведкой КМПВ с использованием обменных волн и бурением для детального изучения депрессий и установления мощности кор выветривания. Практика показала, что метод КМПВ с использованием обменных волн обеспечивает довольно высокую точность исследований ($\pm 3 \div 5\%$) [147].

Довольно полная библиография по платформенным бокситам дана в работе [188].

7.3. Россыпи

Россыпи являются геоморфологическим типом месторождений [187], и поиски погребенных россыпей невозможны без изучения погребенного рельефа и палеогеоморфологического анализа. Этот тезис мы рассмотрим на примере поисков погребенных россыпей на Украинском щите и в Воронежской антеклизе.

Погребенные россыпи ильменита, рутила, циркона и других минералов широко распространены на Украинском щите. Формирование их связано с эпохами континентальных перерывов, образованием поверхностей денудационного выравнивания, с формированием металло- и минералоносных кор выветривания и их последующим размывом. Россыпи относятся к трем генетическим категориям: 1) элювиальной; 2) аллювиальной и 3) прибрежно-морской.

Образование поверхностей денудационного выравнивания с корами выветривания наблюдалось здесь в рифее, девоне, мезозое и в палеоген-неогеновое время [33, 35, 95, 182, 197]. К рифею относится образование россыпей на западном склоне Украинского щита, девонские коры выветривания еще пока не обнаружены и не изучены, но их существование обосновывается довольно уверенно. В мезозое выделяются следующие эпохи корообразования: конец триаса, начало юры, середина юры, ранний мел. С ними связано образование мезозойских россыпей на склонах Украинского щита. Известны также россыпи палеогеновые, неогеновые и четвертичные.

Домезозойские россыпи изучены слабо. Наиболее исследовано кайнозойское россыпеобразование, которое приурочено к четырем основным региональным этапам: 1) среднемеозойскому (поздняя юра — ранний мел), 2) раннепалеогеновому (палеоцен, ранний и средний эоцен), 3) позднеолигоценному — миоценовый и 4) четвертичному (последний здесь не рассматривается). Каждый из этих этапов (за исключением четвертичного) сменялся трансгрессией (соответственно позднемеловой, позднеэоценовой — олигоценовой и сарматской, осадки которых выполняли древние долины). Поэтому

речные долины, возникавшие после каждой новой трансгрессии, лишь частично являлись унаследованными, иногда закладываясь на междуречьях древних водоразделов. Это обстоятельство вызывает необходимость углубления палеогеоморфологического изучения перспективных территорий на основе буровых, геофизических, нивелировочных и других данных [35].

Эпохи формирования поверхностей выравнивания и корообразования являлись этапами тектонической активизации.

М. Ф. Веклич [34] на основе анализа истории россыпеобразования на территории Украины пришел к заключению, что в геологическом прошлом наблюдалась закономерная ритмичная смена орогенных (регрессивных) этапов талассократическими (трансгрессивными). Первые были благоприятны для образования крупных аллювиальных и дельтовых россыпей, последние — крупных прибрежно-морских россыпей. Однако подобная закономерность, по видимому, может быть справедливой лишь в самом общем случае. Конкретные условия россыпеобразования могут ее нарушать [172]. Это признает и сам автор [35].

Источниками питания россыпей ильменита служат коры выветривания и породы Волинского, Чеповичского, Новомиргородского, Городищенского и других габбровых плутонов, редкоземельных минералов — архейские граниты и мигматиты бердичевского комплекса, розовые аплит-пегматитовые граниты и их коры выветривания, циркона — нефелиновые сиениты и коростенские граниты, касситерита — породы минерализованных зон района развития пержанских и других гранитов. Полимнеральные прибрежные и континентальные россыпи (в основном миоценовые), содержащие циркон, ильменит, рутил, редкоземельные минералы, образовались по-видимому, за счет размыва метаморфических и изверженных пород разных районов или неоднократного размыва и переотложения кор выветривания [35].

Рассмотрим условия формирования и размещения россыпей на примере позднейурской — раннемеловой эпохи континентального морфогенеза. Невысокое положение базиса эрозии в средней — поздней юре обусловило развитие плоской суши в виде поверхности денудационного выравнивания, расчлененной неглубокими долинами (ширина их 2—5 км и более, глубина вреза 15—25 м). Теплые и влажные климатические условия способствовали образованию мощной коры выветривания, по одним данным каолиновой [35], по другим — латеритной [86], и высвобождению россыпеобразующих минералов из коренных пород. Описанные долины выполнены маломощными верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, включающими аллювиальные россыпи. Долины рек заканчивались впадением в морской бассейн, в прибрежной зоне которого формировались прибрежно-морские россыпи. В областях денудации формировались элювиальные россыпи.

Другим близким примером являются погребенные россыпи правобережья Приднепровья [96]. Они связаны с дочетвертичными доли-

нами, большинство которых погребено и в современном рельефе не прослеживается. В указанном районе известно до 40 таких долин. Россыши титановых (преимущественно ильменита) минералов приурочены к аллювию раннемеловых и раннепалеогеновых долин и образовались за счет размыва и переотложения ильменитоносной коры выветривания основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона. Связаны они с русловыми фациями аллювия и имеют форму линзовых залежей. Миоценовые речные россыши связаны с размывом более древних осадочных пород и в меньшей степени коры выветривания на различных кристаллических породах. Состав их цирконо-рутило-аризонитовый с высоким содержанием дистена, силлиманита, ставролита и турмалина. Морфология залежей и размеры те же.

Погребенный рельеф играл большую роль в формировании прибрежно-морских россыпей, которые располагаются перпендикулярно к приустьевым участкам рек; образовались они за счет выноса металлоносного терригенного материала реками. Таковы полтавские и отчасти сарматские титано-циркониевые россыши. Погребенные побережья морей плохо выражены в геологических разрезах и реставрируются или реконструируются методами литолого-фациального анализа.

Вдоль северного борта Приднепровского грабена и вдоль северо-восточного склона Украинского щита протягиваются две широкие полосы миоценовых титано-циркониевых россыпей Днепровско-Донецкой впадины. Они связаны с пляжевыми песками и осадками прибрежного мелководья полтавской серии. Для поисков россыпей особенно перспективны северо-восточный склон Украинского щита, северо-западная часть Приазовского массива, северо-восточный борт Приднепровского грабена.

Титано-циркониевые погребенные россыпи известны в сеноманских отложениях северо-восточного склона Воронежской антеклизы [269]. Источники их не установлены (по В. А. Блинову и С. Н. Калюжной — кора выветривания восточного склона Воронежской антеклизы, по С. И. Гурвичу и др. — снос с Урала, по П. А. Трохачеву — привнос материала с Балтийского щита, по Н. П. Хожайнову и В. И. Беляеву — более древние осадочные породы Воронежской антеклизы и территорий, расположенных севернее и северо-западнее).

Кроме указанных выше полезных ископаемых в россыпях встречается и другое ценное сырье. Так, например, на Русской платформе уже давно (еще с конца прошлого столетия) были сделаны в разных районах находки алмазов. В 50-х годах сотрудниками Центральной экспедиции ВСЕГЕИ были найдены кристаллы алмазов, а позднее и пиропы на юге европейской части СССР. Находки алмазов и пиропы происходят из пород широкого геохронологического диапазона: от нижнего палеозоя до четвертичного.

К настоящему времени перспективы коренной и россыпной алмазоносности Русской платформы оцениваются как благоприятные [2, 36, 104].

Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений (россышей) алмазов рассмотрены Н. П. Вербицкой и М. И. Плотниковой [36].

За последние годы появились новые данные по перспективам россышной ологодности в связи с открытием кварц-касситеритовой формации в зонах тектонической активизации древних структур (Украина, Северное Приладожье). Россыши могут быть связаны с реликтами кор выветривания оловоносных пород [197].

Рассмотрим теперь основные критерии или факторы, регулирующие россыпеобразование, которые необходимо изучать при палеогеоморфологическом прогнозировании поисков и при поисках погребенных россышей металлов и полезных минералов.

К *геологическим критериям* можно отнести следующие.

1. Наличие в области денудации эндогенных месторождений, коренных металлоносных пород или пород, содержащих полезные минералы (алмазы и т. д.). В частности, для алмазов платформ такими породами являются кимберлиты *, для ильменита — основные интрузивные породы (габбро), для редкоземельных минералов — граниты, мигматиты, для циркона — нефелиновые сиениты, граниты и т. д. Для алмазов Русской платформы эндогенные месторождения еще не обнаружены. Однако их наличие можно предполагать по аналогии с другими древними платформами, а также по многим геологическим данным (присутствию пироба в россыпях, характеру магматизма и др.) и, наконец, по находкам кимберлитоподобных (?) брекчий в зоне разлома между Азовским массивом и Днепровско-Донецкой впадиной и других глубинных пород, связанных со щелочно-ультраосновой магмой.

2. Наличие осадочных и метаморфизованных изверженных металло- и минералоносных пород фундамента и платформенного чехла. Это второй возможный источник полезных компонентов россышей.

3. Литолого-фациальные критерии, имеющие важнейшее значение при поисках россыпей, которые, как правило, связаны с определенными литологическими разновидностями пород и определенными же фациальными обстановками. Обычно генетические типы россыпей обуславливаются аналогичными генетическими типами осадков. Большое значение имеет гранулометрический состав отложений, вмещающих россыпи. Полезные минералы с относительно большой плотностью (золото, касситерит, магнетит, крупные кристаллы алмазов и др.) концентрируются в грубобластических осадках (галечниках, гравелитах), с меньшим удельным весом или в виде зерен меньшего размера (мелкие алмазы, ильменит, циркон и др.) — в песках. Так, например, анализ материалов по литологическому составу пород, в которых обнаружены алмазы и пиробы, говорит

* Мелкие алмазы, обнаруженные на Украине, возможно, происходят не из кимберлитов, а из гипербазитов, в частности из дунитов [2]; вопрос этот остается нерешенным. Имеется представление о космическом генезисе части мелких алмазов.

о том, что наиболее перспективны на Украине для поисков погребенных россыпей алмазов конгломераты, крупнозернистые песчаники нижнего кембрия, верхнего девона, нижнего и среднего карбона, перми, триаса, мела, палеогена, неогена [2].

4. Стратиграфические критерии; как правило, россыпи залегают в геологических телах, занимающих определенные стратиграфические позиции в геологических разрезах изучаемых территорий.

5. Минералогический критерий; его использование при поисках россыпей алмазов обусловлено существованием более широко распространенных минералов-спутников (например, пироп). Ряд месторождений был открыт благодаря использованию этого критерия.

К *тектоническим критериям* можно причислить следующие.

1. Наличие разломов (в том числе зон глубинных разломов). К ним приурочены внедрения магматических металлоносных тел, рудных расплавов, гидротерм, обогащенных полезными компонентами. Именно к этим зонам приурочены эндогенные месторождения многих полезных ископаемых и связанных с ними россыпей. Для Русской платформы характерна сложная система разновозрастных разломов. Так, например, глубинные разломы отделяют Украинский щит от Вольно-Подольской плиты, Приазовский массив от Днепровско-Донецкой впадины и т. д. Наблюдаются две категории типичных случаев связи эндо- и экзогенных месторождений, которые мы рассмотрим на примере алмазов. К первой категории относятся случаи пространственного совмещения эндо- и экзогенных месторождений алмазов. Так, например, к обнаруженным на Сибирской платформе среднепалеозойским кимберлитовым трубкам тяготеют проявления россышной алмазности в верхнепермских отложениях, россыпи рэт-лейасового и четвертичного возраста [36], относящиеся к элювиальному, делювиальному, аллювиальному (ближнего сноса) генетическим типам.

В другой категории случаев экзогенные месторождения и проявления расположены на значительном удалении от эндогенных месторождений. Подобный тип характерен для областей сопряжения крупных положительных и отрицательных структур первого порядка. На Русской платформе к экзогенным проявлениям этого типа, по-видимому, могут относиться некоторые из известных теперь погребенных алмазносных титано-циркониевых россыпей, в которых отсутствуют пироп и хромдиопсид, а их структурное положение позволяет предполагать снос и с Украинского щита, и с Воронежской антеклизы, и из северной и восточной частей Русской платформы [104]. В эту же категорию, по-видимому, следует включить погребенные титано-циркониевые сеноманские россыпи северовосточного склона Воронежской антеклизы [269].

2. Характер тектонического режима. Как показали Н. П. Вербицкая и М. И. Плотникова [36] на примере алмазных россыпей, спокойный тектонический режим способствует локализации россыпей близ коренных источников. Наоборот, дифференцированная актив-

зация тектонических движений (поднятий в антеклизах, на щитах, погружений в синеклизах, перикратонных прогибах, авлакогенах) обуславливает формирование россыпей дальнего сноса, т. е. удаленных от коренных источников.

3. Влияние структурных форм. Наличие положительных структурных форм (щиты, антеклизы) обуславливает вскрытие в них денудацией коренных источников россыпных полезных ископаемых; развитие отрицательных структурных форм предопределяет аккумуляцию кластического материала, в благоприятных условиях обогащенного полезными россыпными компонентами; нередко между ними наблюдается «зона нулевых градиентов тектонических движений» [274], благоприятная для развития денудационного выравнивания и формирования россыпей разных типов.

К *палеогеоморфологическим критериям* относятся следующие.

1. Влияние континентальной денудации. Длительная эпоха последней благоприятна для высвобождения полезного компонента из коренных пород, а следовательно, и для образования россыпей. В сферу континентальной денудации обычно попадают положительные структурные элементы платформ (щиты, массивы, антеклизы). Этапы длительной денудации справедливо рассматриваются как важнейшие металлогенические и минерагенические эпохи [170, 222, 229].

2. Влияние процессов аккумуляции заключается в том, что с определенными генетическими типами осадков, подтипами, фациями, геоморфологическими условиями аккумуляции связаны определенные типы россыпей; так, например, с элювием — элювиальные россыпи, с русловыми отложениями долин — русловые россыпи и т. д. Важно отмечать и изучать то обстоятельство, что характер и генетические типы осадков (а следовательно, и типы россыпей) и их размещение зависят также от особенностей аккумуляции в пределах крупных частей или структурных и геоморфологических элементов платформ. Так, например, аккумуляция в пределах площадей денудации или положительных структурных форм мозаична, эпизодична; аккумулятивные образования и россыпи здесь часто эфемерны, уничтожаются в процессе дальнейшего геолого-геоморфологического развития (если не консервируются погребением) или имеют транзитный характер. Здесь преобладают россыпи элювиальные, делювиальные, аллювиальные (ближнего сноса). Аккумуляция в отрицательных структурных формах устойчива, отложения хорошо сохраняются в геологических разрезах и представлены прибрежно-морскими, прибрежно-озерными и другими генетическими типами, с которыми связаны россыпи соответствующих типов.

3. Влияние рельефа. Этот фактор предопределяет локализацию тех или иных генетических типов россыпей, их морфологические черты в зависимости от морфогенетических особенностей рельефа. Контрастный рельеф со сравнительно глубоким расчленением, предопределенный тектоническими движениями и создаваемыми ими морфоструктурами, существовавший в мобильные фазы гео- и морфо-

циклов, способствовал образованию преимущественно аллювиальных и прибрежно-морских россыпей. Благоприятные условия для формирования некоторых типов россыпей создавались в эпохи развития полигенетических поверхностей выравнивания, привязанных к единому базисному уровню. Элементами этих поверхностей являются поверхности денудационного выравнивания, формирующиеся на уровне общего базиса денудации, и поверхности аккумулятивного выравнивания, образующиеся на уровне общего базиса аккумуляции. Некоторые исследователи не признают существования аккумулятивного выравнивания. Однако наличие аккумулятивных равнин — очевидный факт. Теоретическая основа процесса аккумулятивного выравнивания разработана Ю. Ф. Чемяковым [278]. Им введено также понятие «базис аккумуляции».

Формирование полигенетических поверхностей выравнивания сопряжено с процессом высвобождения металла и других полезных компонентов из коренных пород и образованием россыпей. Полигенетические поверхности имеют наклон от центра (водораздела) денудационных поверхностей к базисному денудационно-аккумулятивному уровню и закономерную смену в этом направлении типов рельефа: от поверхности денудационного выравнивания с долинами рек, озерами, болотами через поверхность субаэрального аккумулятивного выравнивания (с озерными, аллювиальными, органогенными равнинами, озерами, болотами, долинами рек) к поверхности абразионно-аккумулятивного морского выравнивания. Подобная закономерность обуславливает закономерную же смену генетических типов отложений и россыпей. На поверхности денудационного выравнивания формируются элювиальные, делювиальные, аллювиальные (ближнего сноса) россыпи, на субаэральных аккумулятивных равнинах — аллювиальные (дальнего сноса), озерные россыпи, в области абразионно-аккумулятивного морского выравнивания — прибрежно-морские россыпи (пляжевые, прибрежного мелководья и др.).

4. Влияние агента или фактора морфогенеза. Наиболее важны для россыпеобразования процессы и агенты экзогенного морфогенеза: плоскостная денудация, линейная денудация, линейная эрозия, речная аккумуляция, волноприбойная деятельность, работа приливо-отливных, вдольбереговых и прибрежных течений. Однако необходимо изучать не только россыпеформирующие, но и разубоживающие или разрушающие россыпи агенты и процессы. Исследование роли агентов морфогенеза чрезвычайно важно в связи со слабой разработкой ряда теоретических представлений. Так, например, господствует мнение, что богатые прибрежно-морские россыпи создаются только при регрессии моря [189]. Е. Н. Невеский [172] утверждает, что россыпи формируются при регрессии, трансгрессии и при стабильном уровне вод. М. Ф. Веклич [34], проанализировав историю образования погребенных россыпей Украины, пришел к заключению, что крупные прибрежно-морские россыпи создавались при трансгрессиях.

5. Критерий цикличности морфогенеза. Изучение цикличности очень важно, так как в мобильные и в стабильные фазы гео- и морфоциклов создаются значительно отличающиеся условия морфогенеза, обуславливающие формирование разных генетических комплексов россыпей. Так, например, элювиально-делювиальный комплекс россыпей наиболее типичен для стабильных зон гео- и морфоциклов и т. д.

6. Влияние этапности морфогенеза. Изучая критерии россыпеобразования, следует установить, какие этапы геолого-геоморфологической истории района наиболее благоприятны для образования россыпей. Так, например, этапы, в течение которых изучаемая территория покрывалась глубокими морскими водами, очевидно неблагоприятны для россыпеобразования. Наоборот, этапы континентального развития более благоприятны для формирования россыпных месторождений. Следует установить особенности этих этапов, их сходства и различия.

Палеогеографические критерии. Наиболее благоприятен для образования россыпей теплый и влажный климат, обуславливающий интенсивное выветривание, снос, транспортировку и отложение осадков.

Особенности палеогеоморфологических исследований при поисках россыпей рассмотрены М. И. Плотниковой [189]. Они сводятся к тщательному палеогеоморфологическому анализу изучаемой территории, раскрытию основных этапов ее геолого-геоморфологической истории, выделению циклов и в конечном итоге — эпох россыпеобразования, палеогеоморфологическому картированию в различных возрастных срезах, выявлению тех форм рельефа, с которыми могут быть связаны россыпные месторождения. Для решения этих вопросов применяются в основном геолого-геофизические методы. Полученные с их помощью материалы подвергаются палеогеоморфологическому анализу и интерпретации. Формулируя практические выводы, нельзя, однако, пользоваться одними палеогеоморфологическими критериями. Необходимо анализировать и другие факторы для определения их благоприятных сочетаний. Комплексность исследований — залог успеха. Опыты по применению палеогеоморфологических методов при поисках россыпей освещаются во многих трудах [61, 78, 161, 190, 197, 200, 208 и др.].

7.4. Нефть и газ

Месторождения нефти и газа приурочены к ловушкам; среди них различаются следующие основные типы: 1) структурные ловушки, которые создаются в результате тектонических деформаций пород-коллекторов; некоторые авторы [89, 90] различают ловушки пликативные и дизъюнктивные; 2) ловушки стратиграфические, образующиеся при формировании структурных несогласий, когда срезанные денудацией складчатые и дизъюнктивные структуры, включающие пласты-коллекторы, перекрываются плохо проника-

емыми породами; этот тип, скорее, следовало бы называть ловушками структурных несогласий; 3) ловушки литологические, связанные с изменениями литологического состава пород в латеральном направлении; 4) ловушки палеогеоморфологические, образующиеся в результате погребения форм палеорельефа под более молодыми плохо проницаемыми породами. Наконец, можно различать еще смешанные типы ловушек. К ним, например, относятся стратиграфо-палеогеоморфологические ловушки, связанные с захоронением поверхности денудационного выравнивания, срезающей сложно дислоцированные породы, литолого-палеогеоморфологические ловушки типа погребенных рифов и т. д. На рис. 45 показано соотношение между некоторыми типами ловушек, по А. Леворсену [132].

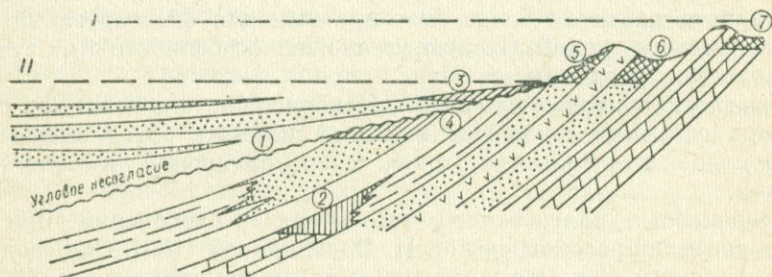


Рис. 45. Связь между погребенными формами рельефа и различными стадиями формирования бассейна осадконакопления, по А. И. Леворсену [132].

1—7 — ловушки: 1, 2 — истинно стратиграфические, 3 — палеогеоморфологические над угловым несогласием, 4 — палеогеоморфологические под угловым несогласием, 5, 6, 7 — палеогеоморфологические в погребенных выступах рельефа; I—I — уровень моря; I — после продолжительного прогибания; II — ранняя стадия.

Следует лишь отметить, что стратиграфические ловушки американских авторов объединяют ловушки стратиграфического и литологического типов русских исследователей [146].

В настоящее время перспективы нефтегазоносности в основном связываются с поисками и разведкой наиболее легко обнаруживаемых ловушек структурного типа. Однако количество их постепенно сокращается, и в ряде стран, например в США, встает проблема поисков труднообнаруживаемых стратиграфических, литологических и палеогеоморфологических ловушек. М. Т. Халбути [305] отмечает, что для нефтяной промышленности США переход к изучению труднонаходимых и скрытых ловушек откроет новую эру поисков нефти. В качестве примера он указывает на обнаруженную в 1964 г. ловушку-гигант Блэк-Лейк, связанную с нижнемеловыми биогермными рифами Петтет в Луизиане, запасы которой оцениваются в 9,7 млн. т нефти и конденсата и 18,9 млрд. м³ газа. 32% общего количества нефти, добываемой в Саскачеване (Канада), извлекается из палеогеоморфологических ловушек [311].

В СССР группой геологов и геоморфологов ВНИГНИ (см. раздел 6.1) уже в течение многих лет ведутся методические исследования

по применению палеогеоморфологических методов при нефтегазопроисковых работах (М. В. Проничева, П. И. Жернаков, Ф. М. Мешалкин, М. В. Понащатенко, Г. Н. Румянцев, А. М. Тимирев и другие). Они пришли к правильному выводу, что для выявления литолого-стратиграфических и палеогеоморфологических ловушек необходимы детальные палеогеоморфологические исследования на основе буровых, геофизических и других материалов с составлением серий палеогеоморфологических и палеогеографических карт на разные временные срезы. Палеогеоморфологический анализ показывает, что залежи нефти и газа могут быть связаны с разными морфогенетическими категориями (с поверхностями денудационного и аккумулятивного выравнивания, с долинами и дельтами рек, пластовыми ступенями рельефа, карстовыми пустотами, береговыми валами, дюнами, рифами, куэстами и другими элементами рельефа) [181].

Объектами палеогеоморфологического изучения при поисках нефти и газа должны являться погребенные формы субаэрального (наземного) происхождения и погребенные формы субаквального (подводного) генезиса. К первой категории относятся поверхности субаэрального денудационного выравнивания и поверхности субаэрального аккумулятивного выравнивания. В пределах этих мегаформ развито большое количество форм мезорельефа, с которыми могут быть связаны залежи нефти и газа, а именно: долины рек, речные террасы, прирусловые валы, дюны и т. д. Вторая категория представлена поверхностями субаквального аккумулятивного выравнивания (донные аккумулятивные равнины) и поверхностями субаквального денудационного выравнивания (абразионные равнины) и связанными с ними формами рельефа более низкого таксономического ранга, такими, как бары, береговые отмели, береговые валы (наземные и подводные), дельты, аккумулятивные уступы подводных террас и дельт. Особую группу, перспективную на поиски нефти и газа, представляет собой морфогенетическая формация барьерных рифов, развивающаяся на приморской окраине шельфов.

Изучение этих объектов должно вестись на фоне комплексного палеогеоморфологического анализа исследуемой территории, реконструкции ее геолого-геоморфологического развития и палеогеоморфологического картирования.

Можно наметить такую последовательность палеогеоморфологических исследований.

1. Выбор района исследований. Палеогеоморфологические работы в связи с поисками нефти и газа целесообразно в первую очередь ставить в тех районах, где газонефтеносность уже установлена предшествующими работами, фонд структурных ловушек уже исчерпан или невелик, имеются скважины картировочного и структурного бурения или достаточно густа сеть скважин другого целевого назначения. Так, например, детальные палеогеоморфологические исследования в связи с поисками нефти и газа, имеющие методическое значение, были поставлены ВНИГНИ в юго-восточной части Прикаспийской впадины на площади около 2000 км², разбуренной 500

скважинами по сетке квадратов со сторонами 1—1,5 км [181, 202, 203, 204].

2. Сбор материалов бурения и геофизических исследований.

3. Аналитическое изучение имеющихся материалов; выбор основных временных срезов, рельеф которых должен подвергаться изучению. Так, например, при исследовании погребенных поверхностей денудационного выравнивания (поверхностей несогласия) следует выбирать наиболее важные, регионально проявляющиеся несогласия [175].

4. Составление гипсометрических карт палеорельефа по выбранным временным срезам в том виде, какой он имеет в настоящее время.

5. Составление гипсометрических карт реставрированного рельефа путем снятия процессов метаморфогенеза методом реперных уровней (см. раздел 4.3), введение поправок за уплотнение осадков и за наклон поверхностей выравнивания к базису денудации или базису аккумуляции и составление карт изопахит мощностей осадков, заключенных между маркирующим уровнем и поверхностью выравнивания, которые и передают рельеф поверхности в момент ее погребения [175]. Сопоставление карт палеорельефа в его современном выражении и реставрированного палеорельефа позволяет сделать важные выводы о характере метаморфогенеза, который осложняет поиски палеогеоморфологических ловушек (так, например, реконструированная палеодолина, представляющая собой первоначально чисто палеогеоморфологическую ловушку, в результате наложения последующих складкообразовательных движений преобразуется в одну или несколько структурно-палеогеоморфологических ловушек).

6. Литолого-фациальный анализ и составление литолого-фациальных карт для выбранных временных срезов.

7. Литолого-фациальный анализ и составление литолого-фациальных карт для подошвы отложений, перекрывающих изучаемые формы рельефа.

8. Составление палеогеоморфологических карт для изучаемых временных срезов.

9. Обобщение всего имеющегося и вновь полученного материала в стройную картину истории геолого-геоморфологического развития района. Для наиболее полного и всестороннего решения проблемы нефтегазоносности данного района следует изучать не один какой-либо временной срез, а их серию (от древних к молодым). Особое внимание при этом следует уделить анализу направленной и циклической составляющих процесса геолого-геоморфологического развития, выявив основные циклы и основные этапы морфогенеза.

10. Разработка предложений по прогнозу поисков палеогеоморфологических, структурно-палеогеоморфологических, стратиграфо-палеогеоморфологических и литолого-палеогеоморфологических ловушек нефти и газа. В качестве отчетного документа можно рекомендовать составление прогнозной карты на поиски нефти и газа, на которой на палеогеоморфологическую основу должны быть нанесены изогипсы метаморфогенизированного рельефа (одной системой

условных обозначений) и изогипсы реконструированного рельефа (другой системой условных обозначений) и указаны рекомендуемые участки для дальнейшего изучения и поисков нефти и газа.

Методика изучения погребенного рельефа для нефтегазопоско-вых целей еще не разработана в должной степени, поэтому изложен-ная схема должна рассматриваться как предварительные рекоменда-ции. В зависимости от местных условий она может и должна конкретизироваться, изменяться, дополняться или, может быть, сокращаться (так, например, в районах с повышенной тектонической активностью, очевидно, следует особое внимание уделять палео-морфоструктурному анализу и т. д.).

Однако поисками палеогеоморфологических ловушек нефти и газа не ограничивается тот вклад, который палеогеоморфология может внести в нефтяную геологию [175].

Палеогеоморфологические исследования дают возможность вскрыть роль рельефа в формировании нефти и газа и их залежей. Проблема формирования нефти очень сложна и многокомпонентна. Наряду с другими факторами большую роль в ней играет рельеф. Так, например, М. М. Грачевский [74, с. 57] подчеркивает, что «...нефтеобразование в основном определяется палеогеоморфологией, а не палеогеографией».

Переходя к проблеме влияния рельефа на образование залежей нефти и газа, иллюстрируем ее рис. 46, на котором даны примеры прямого и косвенного влияния рельефа на накопление углеводородов, по Р. Мартину [308, 309, 310]. Другие примеры можно найти на рис. 47, 48, а также во многих опубликованных работах [22, 60, 77, 132, 142, 143, 144, 146, 218, 251, 252, 271, 300, 302, 303, 304, 305, 306, 308, 309, 310, 311, 312, 314, 315, 318], (см. также рис. 5, 6).

Возможность решения следующей крупной проблемы — влияния рельефа на процесс осадконакопления — основывается на взаимо-связанности и взаимообусловленности процессов морфогенеза и осад-конакопления. Образование рельефа и осадков производится одним и тем же агентом (или одними и теми же агентами, если их несколько). Так, например, береговые бары и слагающие их пески образуются волновой деятельностью моря, прирусловые валы и их осадки формируются аккумулятивной деятельностью реки и т. д. Таким обра-зом, осадки находят прямое выражение в рельефе. Более того, палеогеоморфологический анализ поможет установить генезис отложений, предсказать их литологический состав, а следовательно, прогнозировать поиски пластов-коллекторов и их изменения по вертикали и в латеральном направлении, установить мощности отложений, особенности распространения осадков.

Палеогеоморфологический анализ необходим для изучения этапности и цикличности геолого-геоморфологического развития. Он помогает наиболее полно и детально восстановить усложня-ющийся направленно-циклический процесс развития изучаемой тер-ритории, что необходимо для реконструкции условий нефтеобразова-ния и формирования залежей нефти и газа в геологическом прошлом.

Определенный интерес вызывает применение палеоморфоструктурного метода для изучения погребенного рельефа в различных временных «срезах» для поисков локальных структур, перспективных на нефть и газ. Этот метод особенно эффективен для выявления локальных структур, развитие которых приостановилось. Поэтому они не отражаются в современном рельефе земной поверхности и, следовательно, недоступны для структурно-геоморфологических

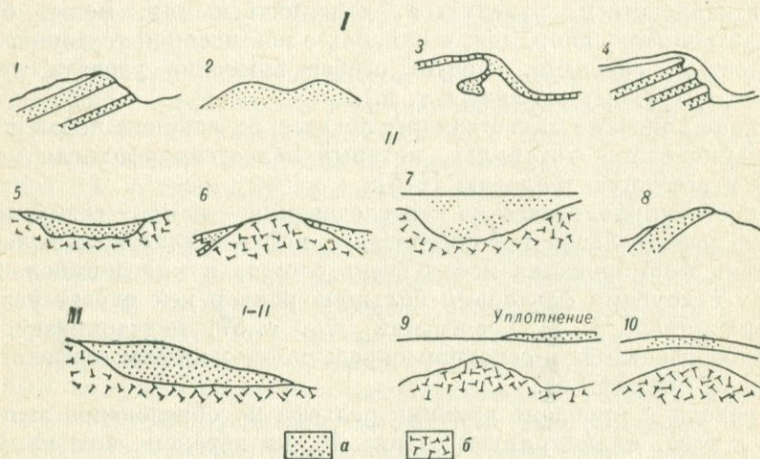


Рис. 46. Примеры прямого и косвенного влияния рельефа на накопление углеводородов, по Р. Мартину [310].

I — ниже морфологической поверхности: 1 — эрозия (разрушение), куэстовый ландшафт; 2 — поверхностная денудация, рифы, песчаные бары, доны; 3 — выщелачивание, выветрелые поверхности, расширившиеся трещины и каверны в карбонатных породах (выше уровня воды); 4 — заполнение, цементация пород вблизи эрозионной поверхности (ниже предельного уровня воды); II — выше морфологической поверхности: 5 — эрозия, русло реки или морской каньон; 6 — погребенная денудация, подпор, пески на склонах погребенных холмов или вулканов; 7 — избирательная денудация, пески, образовавшиеся в области накопления древних морских песчаников; 8 — полная денудация, пески, образовавшиеся в области накопления древних морских песчаников; 9 — уплотнение, осадконакопление над погребенной долиной; 10 — то же, осадки, накопившиеся над погребенным поднятием; 11 — речные террасы (I и II); а — коллекторские породы; б — породы под эрозионной поверхностью.

(или морфоструктурных) исследований, все в более и более широком масштабе проводящихся в настоящее время на современном возрастном «срезе». Литература по морфоструктурным, структурно-геоморфологическим и неотектоническим исследованиям в связи с поисками нефти и газа очень обширна [19, 39, 41, 42, 43, 53, 62, 63, 65, 69, 128, 150, 151, 162, 163, 189, 192, 196, 240, 241, 242, 243, 249, 257, 262, 282, 288, 290 и др.].

Многие из описанных в этих трудах способы и приемы морфоструктурного изучения рельефа могут быть применены и для анализа погребенного рельефа. Особенно ценные материалы для выявления локальных структур дает взаимный анализ карт восстановленного рельефа и карт погребенного рельефа с наложенными процессами метаморфогенеза по каждому возрастному срезу, а затем и по всем основным возрастным срезам снизу вверх для прослеживания исто-

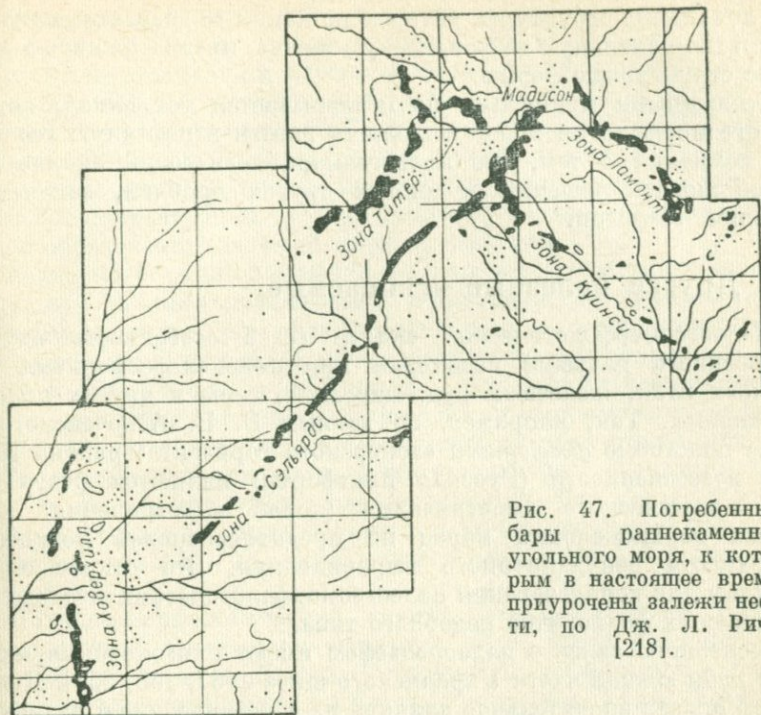


Рис. 47. Погребенные бары раннекаменноугольного моря, к которым в настоящее время приурочены залежи нефти, по Дж. Л. Ричу [218].

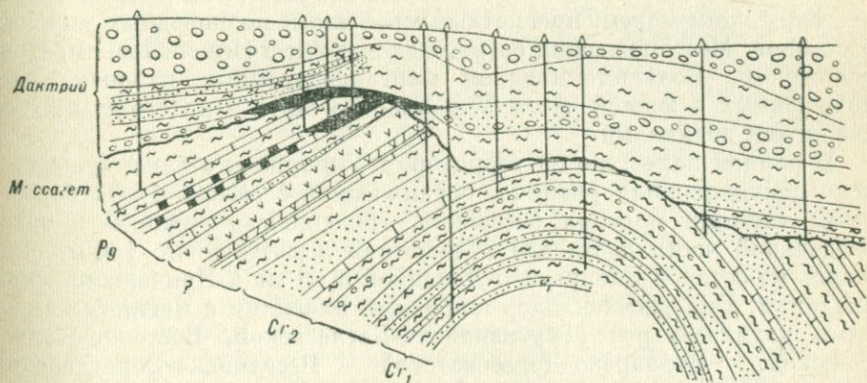


Рис. 48. Месторождение нефти Южный Аламышек в Фергане, связанное с погребенным куэстовым рельефом, относится к ловушкам палеогеоморфологического типа, по А. М. Хуторову [271].

рии их зарождения и развития. Подобный анализ может выявить и те локальные структуры, которые на каких-то возрастных рубежах прекратили активную тектоническую жизнь, превратившись в реликтовые структурные формы.

Описанными примерами не исчерпывается тот вклад, который палеогеоморфология может и должна внести в нефтяную геологию. Нет сомнения в том, что палеогеоморфологический анализ будет способствовать решению и многих других проблем, важных для нефтяной геологии.

7.5. Другие полезные ископаемые

Палеогеоморфологический анализ (и в особенности изучение погребенного рельефа) необходим при поисках фосфоритов, огнеупорных глин, железных руд, марганца, серы и других полезных ископаемых. Так, например, по данным Б. В. Асоченского [4], белые пластовые *фосфориты* «хоперского горизонта» района Калачской возвышенности (Русская платформа) являются результатом физико-химического выветривания (корой выветривания) карбонатных верхнемеловых пород на предпалеоценовой погребенной поверхности денудационного выравнивания. Это открывает перспективы для использования палеогеоморфологических исследований при поисках фосфоритов подобного типа.

Теснейшую связь с палеорельефом имеют олигоценые *марганцевые руды* южной части Украинского щита [167, 168, 259]. Древний рельеф оказал значительное влияние на формирование и размещение марганцевых руд Южно-Украинского бассейна. Все обнаруженные здесь марганцевые месторождения приурочены к нижеолигоценовым долинообразным понижениям, которые позднее были залиты трансгрессирующим морем, превратившись в части мелководных морских бассейнов. Месторождения сосредоточиваются в Никопольском, Криворожском, Большетокманском марганцеворудных районах, расположенных в южной части Украинского щита и на его стыках со смежными впадинами.

В раннем палеогене на территории Украинского щита существовала денудационная равнина, ограниченная с севера и юга береговыми линиями морских бассейнов. Поверхность равнины в водораздельной части достигала абсолютной высоты около 150 м, снижаясь на север к Днепровско-Донецкой и на юг к Причерноморской впадинам. Она расчленилась широкими плоскими с мягкими контурами долинами рек (Трутизинско-Баглеевской, Восточно-Криворожской, Варварско-Дерезоватской, Веселянско-Бородаевской и др. в настоящее время погребенными долинами). Позднеэоценовая морская трансгрессия залила пониженные окраины Украинского щита, воды ее ингрессионно вторглись в речные долины, образовав морские заливы. Следы ее являются прибрежно-морские равнины. После регрессии в олигоцене вновь наступила морская трансгрессия в условиях значительно выровненного рельефа. Морские воды опять

вторглись в речные долины, образовав мелководные заливы. Глубины моря на расстоянии 5—10 км на севере и 5—20 км на юге не превышали 20—50 м. На поверхности выравнивания, занимавшей область денудации, шли процессы химического выветривания, образования и выноса легкоподвижных марганцевых соединений в виде взвесей MnO_2 , коллоидов MnO_2 в морские заливы [259]. Здесь под влиянием процессов диагенеза они превращались в оолиты, пизолиты, конкреции, а гидродинамическая деятельность моря способствовала концентрации рудного вещества на дне мелководных заливов и образованию залежей марганцевых руд.

Размещение рудных залежей в целом определяется особенностями дорудного рельефа описываемой территории, ее линейно ориентированными долинообразными понижениями, определенным образом ориентированными по общему наклону денудационной поверхности к общему базису денудации — морским бассейнам на севере и юге, при этом некоторые долинообразные понижения закладывались вдоль ослабленных зон тектонических нарушений. Эти особенности определили прихотливое расположение и очертания залежей марганцевых руд в разных месторождениях. Что касается морфологии, мощности и качества рудных тел, то они определяются деталями строения рельефа долинообразных понижений, микро- и мезорельефом.

Палеогеоморфологический анализ позволил также установить расположение источников марганца. Для этого изучался рельеф области денудации и области аккумуляции, определялись пути сноса кластического материала. Областью питания Южно-Украинского бассейна являлись осадочно-вулканогенные породы, вскрытые денудацией на олигоценовой поверхности выравнивания [259].

В олигоценовых осадках Вознесенско-Новобугского района залежи марганцевых руд отсутствуют, так как областью питания их были гнейсы и граниты кристаллического фундамента с низким содержанием марганца (от 0 до 0,01—0,003%); осадки выносились сразу в открытое море, где гидродинамические условия не благоприятствовали образованию даже небольших скоплений марганцевых руд. В Приднепровском районе источником питания являлись также граниты и гнейсы с низким содержанием марганца (в среднем 0,02—0,07%). Речные долины, заложенные здесь на более крутом северном склоне Украинского щита (Приднепровский блок), круче и глубже врезаются, чем в рудных районах. Это не способствовало образованию марганцевых руд. Таким образом, палеогеоморфологический анализ позволил выявить районы, благоприятные для образования залежей марганцевых руд и объяснить отсутствие этих руд в других районах.

В. В. Фуртес [259] следующим образом формулирует основные задачи, которые должны решаться в подобного рода исследованиях: 1) установление и изучение основных особенностей морфологии и морфометрии погребенного рельефа, выявление генетических типов и форм рельефа; 2) анализ закономерностей размещения марганцевых месторождений в связи с погребенным рельефом; 3) вы-

явление крупных этапов развития рельефа; изучение основных типов и форм рельефа для каждого временного среза; 4) детальное изучение палеогеоморфологических особенностей территории в изучаемом временном срезе и выявление зависимостей размещения месторождений марганцевых руд от морфологии древнего, дорудного рельефа.

Важнейшую роль играют палеогеоморфологические исследования при поисках *месторождений серы* в пределах платформ. Значение палеогеоморфологического анализа при поисках серы в осадочных комплексах платформ мы проиллюстрируем на примере Поволжья [106, 183]. Средневолжские серные месторождения связаны с доакчагыльскими долинами, врезанными в сульфатно-карбонатные комплексы верхней и нижней перми. Подобная связь прослежена и на территории Татарской АССР, Куйбышевской и Саратовской областей. Палеодолины образовались в ранне-, среднеплиоценовое время, а в позднем плиоцене выполнены аллювием. Долины деформированы послепозднеплиоценовыми (по-видимому, четвертичными) движениями, и их ложа то приподняты, то погружены. Так, например, ложе палеодолины Волги имеет следующие отметки (в метрах) близ указанных ниже пунктов: г. Чебоксары — около 0, г. Казань — минус 50, близ Чистополя — минус 136, близ г. Тольятти — минус 200, г. Куйбышев — минус 172, Красная Поляна — минус 290, г. Ершов — минус 413, близ ст. Палласовка (к востоку от г. Камышина) — минус 438, южнее оз. Эльтон подошва плиоценовых отложений погружается до минус 1000, а местами минус 2000 м. Максимальные погружения локализуются в участках небольших размеров, хотя в целом и наблюдается общий наклон долин к Прикаспийской впадине. Соответственно меняются и мощности плиоценовых отложений, возрастая от 50—83 м близ г. Казани до 400 км у Красной Поляны и более 500 м в районе оз. Эльтон.

Н. В. Кирсанов и А. И. Отрешко [106] проследили соотношения глубины вреза неогеновых долин в сульфатно-карбонатные отложения перми и в карбонатные породы карбона и гипсометрии подошвы сероносного комплекса, придя к выводу, что расположение подошвы сероносного комплекса близко к положению древнего базиса эрозии. Образование самородной серы происходит ниже зеркала постоянного водоносного горизонта [183, 184]. Поэтому абсолютные высоты подошвы сероносного комплекса должны располагаться ниже, чем древних базисов эрозии. Однако неотектонические движения и изменения глубины эрозионного вреза усложняют эти соотношения. Местами поэтому подошва сероносного комплекса располагается выше, а в других случаях ниже древних базисов эрозии.

Сероносность связана в основном с сульфатно-карбонатными породами казанского яруса. Если эти породы перекрыты песчано-глинистыми отложениями татарского яруса мощностью более 100 м, они бесперспективны на поиски серы, если менее 100 м — малоперспективны (в них обычно наблюдается один сероносный горизонт) и если выходят на поверхность или перекрыты неогеновыми осад-

ками — наиболее перспективны (до четырех — пяти промышленных осерненных горизонтов).

Генетически образование сероносных горизонтов с самородной серой связано с нарушениями естественной нормальной гидродинамической зональности. Как известно, с глубиной происходит увеличение минерализации и степени метаморфизации вод, выражающееся в смене зоны гидрокарбонатных вод зоной сульфатных вод, а последней зоной хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциевых вод. Нарушения этой зональности связаны с образованием палеодолин, врезающихся в сульфатные и сульфатно-карбонатные породы. Заполняющий их кластический материал плиоценовых отложений (в нижней части представленный базальными слоями галечников и других грубокластических разностей пород) легкопроницаем для циркуляции грунтовых вод. Таким образом, неотектонические движения способствуют созданию эрозионных врезов, выводу сульфатно-карбонатных комплексов в зону аэрации. Приповерхностные воды, фильтруясь через сульфатноносные породы, обогащаются сульфатами. Проникающие через зоны тектонических нарушений глубинные хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые воды, встречаясь с сульфатными водами в зоне смешения, образуют геохимические барьеры (по А. И. Перельману, термодинамический, щелочной, восстановительный сероводородный и кислородный), приводящие к образованию самородной серы из сульфатной и сульфидной форм. Многократность неотектонических подвижек, обуславливающая скачкообразные снижения базиса эрозии и переглубления долин, вызвала многоэтажность серного оруденения (в Поволжье и Предуралье насчитывается до шести рудоносных зон).

С. М. Корневский [108] считает, что в Прикаспийской впадине серообразование может быть связано и с более древними эрозионными эпохами: палеогеновой, меловой и юрской. Это предположение, несомненно, заслуживает внимания и проверки, значительно расширяя перспективы поисков серы на Русской платформе.

Самородная сера концентрируется в кавернозных карбонатных породах, контактирующих с сульфатно-карбонатными слабопроницаемыми или непроницаемыми породами. Поэтому важен и такой палеогеоморфологический фактор, как наличие, степень и время формирования погребенных (или подземных) карстовых форм. А. И. Отрешко установил, что развитие более древнего или синхронного оруденению карста благоприятно для образования сероносных руд. Наоборот, развитие карстовых форм после образования серных месторождений является отрицательным фактором. Вывод рудных залежей в зону активного водообмена и вертикальной фильтрации богатых кислородом грунтовых вод ведет к интенсификации карстовых процессов. При этом происходит окисление самородной серы до сульфатной.

Такова картина образования серных руд месторождений областей гипергенных процессов в осадочных комплексах платформ. Теорети-

ческие ее основы разработаны В. И. Вернадским, Л. М. Миропольским, Б. П. Кротовым, А. И. Отрешко, А. С. Уклонским, А. С. Соколовым, Н. П. Юшкиным и другими исследователями. А. И. Отрешко принадлежит заслуга открытия палеогеоморфологического критерия, отражающего важную роль в образовании серных месторождений и являющегося весьма эффективным при прогнозировании и поисках серы. Конечно, при этом не следует ограничиваться только одним палеогеоморфологическим контролем. Необходимо привлекать и другие критерии: а) геологические (наличие сульфатно-карбонатных пород); б) стратиграфические и структурные — благоприятное положение этих пород в разрезе; приуроченность к сводам и крыльям куполообразных структур, межструктурным понижениям, пологим крыльям структур второго и первого порядка (валов, сводов, сопредельных с ними впадин), кепрокам, диапировым внедрениям соляных штоков, к зонам тектонической трещиноватости; в) наличие или отсутствие парагенетических ассоциаций (гипс, целестин, барит, вторичные кальцит и доломит, арагонит, кремни, гидроокислы железа и марганца, пирит, гауэрит, битумы и др.); г) нефтегазоносный критерий (сероносность обычно связана с нефтегазоносностью, обуславливающей образование сероводорода как исходного продукта самородной серы); д) особенности гидрохимической зональности (что выше уже рассматривалось). Критерии поисков серных месторождений детально рассмотрены в работе А. И. Отрешко [183].

Кроме рассмотренных выше случаев палеогеоморфологические исследования могут быть применены и при поисках других полезных ископаемых, связанных с теми или иными формами рельефа. Так, например, ряд месторождений железных руд связан с корами выветривания [222, 229]. К этой категории относятся месторождения железных руд КМА и др. Мы не останавливаемся на их детальном рассмотрении, так как имеется обширная литература по условиям образования этих месторождений.

С корами выветривания, а следовательно, с поверхностями денудационного выравнивания связаны многочисленные месторождения каолинов, служащих огнеупорным и керамическим сырьем [222], а также сырьем для получения алюминия.

С другими элементами рельефа (речными долинами, прибрежно-морскими зонами) связаны месторождения *строительных материалов* (пески, галечники, гравий, глины и др.), *формовочных песков* и других полезных ископаемых.

Комплексный палеогеоморфологический анализ позволяет выявить благоприятные условия для формирования не одного какого-либо полезного ископаемого, а целого их комплекса.

Примерами подобного подхода являются исследования В. А. Котлукова. Палеогеоморфологический контроль *комплекса месторождений экзогенных полезных ископаемых* отчетливо вскрывается на анализе ранневизейского возрастного среза Русской платформы [118]. В это время на платформе существовали: 1) области развития поверхностей денудационного выравнивания на турней-

ских, девонских, кембрийских породах чехла и кристаллических архейских и протерозойских породах фундамента с распространением кор выветривания, перспективных на поиски элювиальных россыпей полезных минералов, аллювиальных месторождений бокситов, железа и других полезных ископаемых; 2) области аккумулятивных равнин, опоясывающих области денудации; расчленяющие их в бобриковское время речные долины в тульское время были заполнены осадками; в тех районах, где размывались коры выветривания, например в Тихвинском, отлагались осадочные бокситы; в пониженных участках, в болотах и озерах формировались угли и огнеупорные глины; 3) приморские низины с мобильными условиями морфогенеза, изменяющимися от континентально-эрозионных до эстуарных, лиманных, прибрежно-морских, озерно-болотных, явились основными районами угленакопления в бобриковское время с образованием пластов угля мощностью до 10—20 м (Камский угленосный бассейн); в этих же областях создавались благоприятные условия для формирования месторождений огнеупорных пластичных и сухарных глин; 4) области морских донных равнин с карбонатным осадконакоплением, занимавшие обширные акватории на юге и юго-востоке Русской платформы, в отношении полезных ископаемых еще недостаточно изучены.

Другим примером палеогеоморфологического анализа, который может быть использован для поисков целого комплекса полезных ископаемых (бурых углей, бурых железняков, бокситов, марганца, россыпей), является опыт реставрации раннепалеогенового рельефа центральной части Украинского щита [166, 167, 168, 256].

Элементы палеогеоморфологического подхода присутствуют и в литолого-фациальном анализе отложений апта, альба и сеномана в восточной части Воронежской антеклизы в связи с поисками полезных ископаемых [270]. Этот анализ позволил установить, что: 1) огнеупорные глины и гравийные пески связаны с древними аптскими долинами (речными фациями) в северной части Воронежской и южной части Липецкой областей; 2) керамические и подчиненные им огнеупорные глины приурочены к аптским дельтам и прибрежно-морской зоне аптского моря (северная и западная части Липецкой области); 3) россыпи тяжелых минералов тяготеют к прибрежно-морской зоне аптского и сеноманского морей; 4) пески формовочные крупнозернистые связаны с древними долинами, мелкозернистые — с прибрежно-морской зоной, т. е. с элементами палеорельефа, существовавшими в апте, раннем и среднем альбе и позднем сеномане.

8. Заключение

Имеющиеся к настоящему времени фактические материалы свидетельствуют об очень широком распространении в осадочном чехле и фундаменте платформ погребенных форм субаэрального и субаквального рельефа, различных по генезису, возрасту и морфологическим особенностям. Они расположены одна над другой по всему геологическому разрезу от наиболее глубоко залегающих и наиболее древних до выше расположенных и более молодых. В связи с задачей увеличения глубинности геологических исследований и поиска полезных ископаемых изучение погребенного рельефа приобретает важнейшее значение.

Погребенный рельеф разделяет различные по своим характеристикам и комплексам полезных ископаемых геологические тела, структурные этажи и ярусы. С ним связано формирование каменных и бурых углей, нефти и газа, бокситов, каолинов, фосфоритов, россыпей, марганца, железных руд, серы, строительных материалов и других полезных ископаемых. При образовании экзогенных месторождений полезных ископаемых геоморфологические условия, как правило, играли важнейшую роль. Поэтому при определении перспектив той или иной территории в различные этапы ее геологической истории в отношении поисков экзогенных полезных ископаемых или в процессе самих поисков палеогеоморфологический контроль имеет важнейшее значение.

Изучение погребенного рельефа необходимо для решения многих научных проблем геологии, тектоники, геоморфологии, палеогеоморфологии, палеогеографии. Неоценимые материалы оно дает для реконструкции истории геолого-геоморфологического развития изучаемых территорий. Палеогеоморфологический анализ обогащает геологические исследования новыми данными. Он позволяет глубоко исследовать такие важные закономерности, как направленность и цикличность геолого-геоморфологического развития, провести тщательный и тонкий анализ зарождения и развития структурных форм, установить, как развивались их соотношения с рельефом в геологическом прошлом. Этих нескольких примеров вполне достаточно для иллюстрации возможностей палеогеоморфологического анализа.

Содержание палеогеоморфологического анализа меняется в зависимости от задач, которые должен решить исследователь, от узко

специализированного изучения какой-либо одной погребенной поверхности до комплексного исследования погребенного рельефа, его реставрации и реконструкции в различных временных срезах с составлением в конечном итоге серии палеогеоморфологических карт.

Как показал обзор геологических, палеогеогеологических, геофизических, математических и палеогеоморфологических методов, они позволяют решать важнейшие задачи палеогеоморфологического анализа. Однако уже теперь ряд методов требует доработки и улучшения. Ближайшее же будущее, несомненно, потребует не только совершенствования старых, но и разработки новых методов и методик. К важной задаче относится также составление методического руководства по реконструкции древнего к настоящему времени уничтоженного рельефа.

Выше рассматривалась методика изучения только макро- и мезорельефа. В дальнейшем необходимо охватить исследованиями и формы микрорельефа. Эта задача особенно важна для повышения эффективности крупномасштабных палеогеоморфологических исследований.

Насущной необходимостью также является разработка систематики форм погребенного рельефа с учетом их эволюции от древнейших этапов к современности.

В зависимости от задач, поставленных перед исследователем, масштаба исследований и объема информативного фактического геолого-геоморфологического материала, который имеется или может быть получен, выбирается та или иная методика исследования погребенного рельефа. Она складывается из сочетания методов, применяемых последовательно один за другим или одновременно, которые могут дать наиболее эффективные результаты в данных конкретных условиях с наименьшими ассигнованиями. Методика исследований меняется в зависимости от масштаба, их характера, особенностей изучаемых объектов, глубинности их расположения, степени их метаморфогенеза, количества скважин, вскрывающих погребенные формы, и других условий.

Приведенные выше примеры иллюстрируют особенности методики палеогеоморфологических исследований при реставрации субаэрального и субаквального рельефа, при поисках месторождений угля, нефти и газа, бокситов и других полезных ископаемых. Эти примеры не следует рассматривать как догмы. Разнообразие локальных условий обуславливает необходимость творческого подхода к выбору той или иной методики, усложнению или, наоборот, упрощению ее, к включению или исключению тех или иных методов, к изменению последовательности их применения и т. д.

Следует отметить, что эффективность палеогеоморфологических исследований, их практическая и научная отдача зависят не только от эффективности применяемых методов и методики, но в значительной мере и от степени геофизической изученности, разбуренности изучаемых территорий к началу постановки палеогеоморфологи-

ческих исследований. Чем выше степень геолого-геофизической изученности, тем больший научный и практический эффект дает палеогеоморфологический анализ.

Палеогеоморфологический анализ эффективен как при изучении больших территорий с целью создания широких обобщений, выявления крупных закономерностей, прогнозирования перспектив поисков тех или иных полезных ископаемых, так и при детальном изучении небольших участков с целью уточнения или корректировки данных геологоразведочных, поисковых или эксплуатационных работ.

Важнейшим выводом из всего вышесказанного является то, что палеогеоморфологический анализ как самостоятельный тип исследований дает возможность решать сложные и разнообразные практические и теоретические проблемы. Применение палеогеоморфологического анализа при геологосъемочных, геологопоисковых, геологоразведочных работах и тематических геологических исследованиях позволяет значительно повысить их эффективность и результативность.

Список литературы

1. Автоматический вывод геолого-геофизической графической информации из ЭЦВМ (Метод. пособие). Новосибирск, 1968. 83 с. Авт.: О. И. Герасимова, В. В. Зуенко, В. С. Зуенко и др.
2. Алмазность юго-западной окраины Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970. 120 с.
3. Аристархова Л. Б., Чертова С. О. Опыт составления палеогеоморфологической карты для междуречья Сагиза и Эмбы альбского времени (Подуральское плато). — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 217—222.
4. Аскоченский Б. В. О возможном генезисе и некоторых закономерностях распространения белых пластовых фосфоритов «хоперского горизонта» в районе Калачской возвышенности. — В кн.: Труды III совещ. по пробл. изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 175—179.
5. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Масштаб 1 : 5 000 000. Ч. 1 и 2. М. — Л., Госгеолтехиздат, 1960, 1961. Ч. 1, 47 л. карт. Ч. 2, 58 л. карт.
6. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР в масштабе 1 : 7 500 000. Гл. ред. Б. П. Виноградов, т. 1—4. М., ГУГК, 1967—1969. 244 л. карт.
7. Атлас палеогеографических карт Украинської і Молдавської РСР. Масштаб 1 : 2 500 000. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960. 78 л. карт.
8. Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966. 168 с.
9. Баранов И. Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. М., «Недра», 1965. 234 с.
10. Баранов И. Г., Галицкий В. И., Цыпко А. К. О методике выявления позднеоглобального развития локальных структур. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 3, с. 645—646.
11. Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур северо-востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск, «Наука», 1967. 84 с.
12. Бгатов В. И. Литолого-формационный анализ осадочных толщ как один из методов реставрации эпох развития кор выветривания. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 81—87.
13. Бгатов В. И., Казаринов В. П. Осадочные серии как основные этапы циклического развития седиментации. — «Сов. геология», 1965, № 10, с. 80—93.
14. Белоликов Н. И. О связи основных форм доплиоценового рельефа с неотектоникой. — «Труды Куйбышев. гос. науч.-исслед. ин-та нефт. пром-сти», 1964, вып. 27, с. 191—200.
15. Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. — «Сов. геология», 1940, № 2—3, с. 14—28.
16. Белоусов В. В. Фашии и мощности осадочных толщ европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1944. 116 с.
17. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. 608 с.
18. Белоусов И. М., Иоффе А. И., Смилга В. П. Восстановление рельефа морского дна в местах, не обеспеченных промером, с помощью метода наименьших квадратов. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 1, с. 89—92.
19. Берлянт А. М. Опыт количественного изучения неотектоники путем морфометрической реконструкции первичного рельефа. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1965, № 1, с. 107—112.

20. Богданов А. А. Несогласия, их типы и значение их изучения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 21, с. 43—60.

21. Бондарчук В. Г. Геология Украины. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959. 831 с.

22. Борисевич Д. В., Любимцева Е. А. Вопросы палеогеоморфологии в зарубежной литературе. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 159—165.

23. Борисов А. А., Косыгин Ю. А. Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур. — В кн.: Методы изучения тектон. структур, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 142—219.

24. Буракаев Д. Н. О значении изучения погребенного нижнекаменноугольного эрозионного рельефа северо-запада Башкирии для оценки перспектив нефтеносности этого региона. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 23—24.

25. Буракаев Д. Н. О необходимости восстановления первоначальных мощностей осадочных пород при изучении погребенного рельефа (на примере предобриковского палеорельефа Арлаво-Дюртюлинской нефтеносной зоны Башкирии). — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 249—257.

26. Буракаев Д. Н. О природе предобриковских локальных углублений в турнейских известняках в северо-западной части Башкирии. — В кн.: Вопр. геологии вост. окраины Рус. платформы и Юж. Урала. Вып. 14. Уфа, Ин-т геологии Башк. фил. АН СССР, 1971, с. 96—100.

27. Варущенко С. И., Полканова Л. П., Тесаков С. Н. Структурно-геоморфологический анализ Северного Причерноморья. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 63, 1967, с. 168—189.

28. Васильев П. В. Методика изучения немых угленосных толщ на примере Кизеловского каменноугольного района. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1947, с. 53—69. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольн. сер., № 2).

29. Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. М. — Л., Углетехиздат, 1950, 208 с.

30. Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. — В кн.: Лitol. сб. ВНИГРИ, вып. 1. 1948, М. — Л., Гостехиздат, с. 13—44.

31. Вдовин В. В. К поискам антиклинальных структур геолого-геоморфологическим методом на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. — «Изв. Вост. фил. АН СССР», 1957, № 7, с. 29—30.

32. Веклич М. Ф. До методики вивчення давнього і похованного рельєфу. — В кн.: Геоморфол. картування Укр. РСР. Київ, «Наукова думка», 1966, с. 10—18.

33. Веклич М. Ф. Палеогеоморфология области Украинского щита. (Мезозой і кайнозой). Київ, «Наукова думка», 1966. 119 с.

34. Веклич М. Ф. Этапы образования погребенных россыпей на территории Украины. — В кн.: Пробл. геологии россыпей. Магадан, Магадан. кн. изд-во, 1970, с. 248—255.

35. Веклич М. Ф., Загорий П. К. Геоморфологические основы поисков россыпных месторождений в юго-западной части Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1959. 13 с. (Мат-лы 2-го геоморфол. совещ.).

36. Вербицкая Н. П., Плотникова М. И. Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений алмаза. М., «Недра», 1971. 80 с.

37. Вистелдус А. Б., Романова М. А. О распределении тяжелой фракции в песчаных отложениях Центральных Каракумов. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 4, с. 860—864.

38. Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 257—268.

39. Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области. Труды Волгоград. совещ. по методике изучения нов. тектон. движений, 5—9 мая 1964 г. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1965. 168 с.

40. Вопросы методики палеогеоморфологического анализа в нефтяной геологии (на примере юго-восточной части Прикаспийской впадины). — В кн.: *Вопр. структурно-геоморфол. и палеогеоморфол. исследований при нефтегазопоиск. работах*. М., «Недра», 1970, с. 101—156. Авт.: М. В. Проничева, П. И. Жернаков, Ф. М. Мешалкин, А. М. Тимирев.

41. Вопросы методики проведения структурно-геоморфологических исследований в нефтегазовых бассейнах зарубежных стран. М., Науч.-исслед. лаб. зарубеж. геологии, 1970. 87 с.

42. Вопросы морфометрии. Вып. 2. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 210 с.

43. Вопросы структурно-геоморфологических и палеогеоморфологических исследований при нефтегазопоисковых работах. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 99, 1970. 159 с.

44. Востряков А. В. Древний карст на территории Прикаспийской впадины и смежных областей и методы его изучения. — В кн.: *Методика изучения карста*, вып. 4. Пермь, Перм. ун-т, 1963, с. 47—60.

45. Востряков А. В. К методике изучения новейших движений земной коры по данным палеогеоморфологических исследований. — В кн.: *Вопр. методики изучения нов. тектон. движений Вост.-Урал. обл.* Казань, Казан. ун-т, 1965, с. 49—59.

46. Вошаккин М. А. О возможности восстановления морфологии дна древних водоемов в пределах западного склона Среднего Урала на примере изучения турнейских отложений. — В кн.: *Пробл. палеогеоморфологии*, М., «Наука», 1970, с. 243—249.

47. Выветривание и литогенезис. М., «Недра», 1969. 456 с. Авт.: В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Т. И. Гурова и др.

48. Галдобина Л. П. Предпалеозойская поверхность выравнивания территории Балтийского щита. — В кн.: *Вопр. регион. палеогеоморфологии*. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 28—29.

49. Галицкий В. И. Влияние новейших тектонических движений на формирование долины р. Псел. — «Учен. зап. Курск. гос. пед. ин-та», 1958, вып. 7, с. 210—217.

50. Галицкий В. И. Ископаемые формы карста как показатель новейших тектонических движений. — «Учен. зап. Курск. гос. пед. ин-та», 1958, вып. 10, с. 203—212.

51. Галицкий В. И. О древних погребенных формах рельефа на северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География», 1962, № 6, с. 79—80.

52. Галицкий В. И. Использование ископаемых форм карста для выявления новейших тектонических движений. — В кн.: *Методика изучения карста*, вып. 4. Пермь, Перм. ун-т, 1963, с. 33—46.

53. Галицкий В. И. Палеогеоморфология Приднепровской низменности в палеозое. — В кн.: *Природ. и трудов. ресурсы Левобер. Украины и их использование*. М., «Недра», 1966, с. 47—53.

54. Галицкий В. И. Предмет, задачи и методы палеогеоморфологии. — «Учен. зап. Курск. гос. пед. ин-та», 1966, вып. 36. 128 с.

55. Галицкий В. И. Предмет и задачи палеогеоморфологии. — В кн.: *Пробл. палеогеоморфологии*. М., «Наука», 1970, с. 27—33.

56. Галицкий В. И., Цыпко А. К. Применение метода математической статистики для определения особенностей поэтапного развития локальных структур и их палеорельефа. — В кн.: *Природ. и трудов. ресурсы Левобер. Украины и их использование*, вып. 2. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1967, с. 140—141.

57. Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Проблема возраста рельефа. — «Геоморфология», 1970, № 3, с. 6—11.

58. Гвоздецкий Н. А. Карст. Изд. 2. М., Географиз, 1964. 352 с.

59. Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика, М., «Мысль», 1972. 390 с.
60. Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазосной провинции. М., «Недра», 1970. 807 с. Авт.: С. П. Максимов, В. А. Киров, В. А. Клубов и др.
61. Геология россыпей. М., «Наука», 1965. 400 с.
62. Геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах в Западн-Сибирской низменности. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. нефт. ин-та», 1970, вып. 37. 207 с.
63. Геоморфологические методы при нефтегазопоисковых работах. М., «Недра», 1966. 264 с.
64. Геоморфологическое районирование СССР. М., Изд-во АН СССР, 1947. 169 с. (Труды Комис. по ест.-истор. районированию СССР, т. 2, вып. 1).
65. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, Изд-во Башк. филиала АН СССР, 1960. 350 с.
66. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
67. Герасимов И. П. Палеогеоморфология и ее проблемы. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 11—19.
68. Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фациальном составе. — В кн.: Методы изучения осадоч. пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 319—348.
69. Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазосных территорий (на примере юго-востока Русской равнины). М., «Наука», 1972. 216 с.
70. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., «Наука», 1964. 416 с.
71. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий пра-Волги. М., «Наука», 1966. 412 с.
72. Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра, М., «Наука», 1970. 492 с.
73. Граменицкая Н. А., Фетищева Е. А. Опыт выявления тектонических структур третьего порядка методами морфометрии в Ярославском Поволжье. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 22, с. 35—40.
74. Грачевский М. М. Некоторые проблемы палеогеоморфологии. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 52—61.
75. Грачевский М. М., Кузнецов В. Г. Палеогеография бобриковского века в Среднем Заволжье. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 1, с. 146—148.
76. Гречухин В. В. Геофизические методы исследования угольных скважин. М., «Недра», 1965. 468 с.
77. Губкин И. М. К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. — «Труды Геол. ком.», нов. сер., вып. 88, 1943, 95 с.
78. Гурвич С. И., Болотов А. М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М., «Недра», 1968. 187 с.
79. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., «Мир», 1971. 284 с.
80. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., Гостехиздат, 1962. 547 с.
81. Дахнов В. Н. К познанию недр Земли (геофизические исследования скважин). М., «Недра», 1968. 144 с.
82. Девятова Э. И. Основные типы поверхностей восточного обрамления Балтийского щита. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 32—34.
83. Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г. Региональные сейсмические исследования в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. — «Сов. геология», 1963, № 6, с. 107—112.
84. Добровольский В. В. Вещественный состав и морфология коры выветривания (Курс лекций). М., Изд-во Моск. ун-та, 1964. 231 с.

85. Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., «Мысль», 1969. 278 с.
86. Додатко А. Д., Виноградов Г. Г. К вопросу об условиях формирования и типах кор выветривания ультраосновных пород Украинского щита. — «Литология и полезн. ископ.», 1970, № 5, с. 27—35.
87. Додоновские коры выветривания Русской платформы. М., «Наука», 1969. 196 с.
88. Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы», 1937, отд. геол., т. 15, вып. 4, с. 297—323.
89. Еременко Н. А. Геология нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1961. 372 с.
90. Еременко Н. А. Геология нефти и газа. М., «Недра», 1968, 389 с.
91. Жемчужников Ю. А. Что такое фация? — В кн.: Литол. сб. ВНИГРИ, вып. 1. М. — Л., Гостоптехиздат, 1948, с. 50—58.
92. Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Л., Гостоптехиздат, 1959. 372 с.
93. Журенко Ю. Е., Зиняхина И. К. К палеогеоморфологии восточной части Южного Приуралья в неогене. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 263—270.
94. Зайдель А. Р., Лохматов Г. И., Таусон Н. Н. Математические методы при построении карт в практике геологических работ (Обзор зарубеж. литературы). М., Всесоюз. науч.-исслед. ин-т организации управления и экономики нефтегаз. пром-сти, 1967. 72 с.
95. Закономерности размещения полезных ископаемых. 4. Россия. М., Госгортехиздат, 1960. 254 с.
96. Заруцкий К. М., Цымбал С. Н. Палеогеоморфологические условия образования россыпей (на примере правобережного Приднепровья). — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 35—36.
97. Зеккель Я. Д. О палеогеоморфологии. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1958, т. 90, вып. 4, с. 366—368.
98. Зятыкова Л. К. Геолого-геоморфологический метод выявления локальных структур. (Центральная часть Западно-Сибирской низменности). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961. 77 с.
99. Иванов Г. А. Угленосные формации. Л., «Наука», 1967. 407 с.
100. Игнатова В. Ф. О рельефе азиатской части в раннетриасовое время. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 270—272.
101. Исаченков В. А. О происхождении основных форм дочетвертичного рельефа на территории северо-запада Русской равнины. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 38—40.
102. К вопросу о методике составления батиметрических карт. — «Труды Ин-та океанологии АН СССР», 1960, т. 44, с. 3—53. Авт.: Л. Я. Буданова, Л. К. Затонский, Н. И. Ларина, Н. А. Марова.
103. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
104. Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О находке алмазов в титано-цирконовых песках. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 5, с. 1129—1130.
105. Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6, с. 105—112.
106. Кирсанов Н. В., Отрешко А. И. Доакчагыльские эрозийные врезы и сероносность Поволжья. — В кн.: Геология, генезис, методика поисков и разведки серных м-ний СССР. Казань, 1968, с. 199—206. (Труды Геол. ин-та, вып. 20).
107. Комаров С. Г. Геофизические методы исследования скважин. М., Гостоптехиздат, 1963. 407 с.
108. Кореневский С. М. Серопроявления юго-востока Русской платформы, связанные с пермскими галогенными отложениями. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1961, вып. 68, с. 77—85.

109. Корженевская А. С. Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. Л.—М., Гостоптехиздат, 1941. 57 с.

110. Корженевская А. С. Белгородско-Обоянский район. — В кн.: Геология м-ний угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 445—458.

111. Короткий А. М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, Дальневост. геол. ин-т АН СССР, 1970. 167 с.

112. Косолобов Н. И. Коэффициент выветрелости как одна из методик выделения осадочных серий. — В кн.: Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья. Вып. 16. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 75—79.

113. Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтегазоносных областей. М. — Л., Гостоптехиздат, 1952. 509 с.

114. Котлуков В. А. Геологическое строение и угленосность района Барендбурга и тундры Богемана (Зап. Шпицберген). — «Труды Ленингр. геол. треста», 1936, вып. 11. 40 с.

115. Котлуков В. А. Геология угольных месторождений западного крыла Подмосковского бассейна. — «Труды XVII сессии МГК», т. 1, 1937, с. 642—643.

116. Котлуков В. А. Нижнекаменноугольные отложения Ленинградской области и основные закономерности распределения в них полезных ископаемых. — В кн.: Тез. докл. на конфер. по осн. вопросам геологии Ленингр. обл. и Прибалтики. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1947, с. 34—37.

117. Котлуков В. А. Закономерности нижнекарбонového угленакпления на Русской платформе и методика поисковых работ. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 358—365. (Труды Лаб. геологии угля АН СССР, вып. 6).

118. Котлуков В. А. Закономерности размещения угленосных формаций на территории Русской платформы. — В кн.: Геология м-ний угля и горючих сланцев СССР, т. 2. Л., Госгеолтехиздат, 1962, с. 492—501.

119. Котлуков В. А. Значение и методы построения реконструкций палеорельефа платформенных областей. — В кн.: Методы палеогеогр. исследований. М., «Недра», 1964, с. 96—109.

120. Котлуков В. А. Палеогеоморфологические исследования при поисках углей. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 121—129.

121. Котлуков В. А., Корженевская А. С. Литология и угленосность нижнего карбона Татарской АССР и сопредельных районов. — «Информ. бюл. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1960, № 2, с. 53—70.

122. Кофман В. С. Об особенностях докаменноугольной поверхности девона в северной части Тихвинского бокситоносного района. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. северо-запада РСФСР, сб. 3. Л., Госгеолиздат, 1962, с. 159—164.

123. Кошик Ю. А. Палеодепрессии северо-западной части Украинского щита и связанные с ними россыпи. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 42—43.

124. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969. 397 с.

125. Крашениников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фацциального анализа. — В кн.: Вопр. седиментации. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 162—174.

126. Крутиховская З. А. Некоторые новые данные о структурах фундамента Средне-Днепровского склона Украинского кристаллического щита. — «Сов. геология», 1955, сб. 48, с. 195—204.

127. Кудрин Л. Н. Методика определения возраста карстовых воронок и древнего карста юго-западной окраины Русской платформы. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 4. Пермь, Перм. ун-т, 1963, с. 19—32.

128. Кузин И. Л., Пасуманский И. М., Перугин Н. Н., Чочиа Н. Г. О некоторых методах выявления новейших тектонических

движений нефтеносных платформенных областей. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», 1963, вып. 225, с. 192—205.

129. Кузнецов В. Г. Особенности нефтеносности нижнекаменноугольных отложений Оренбургской области. — «Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», 1963, вып. 43, с. 298—306.

130. Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М., «Недра», 1967. 171 с.

131. Леворсен А. И. Палеогеологические карты. М., Гостоптехиздат, 1962. 152 с.

132. Леворсен А. И. Геология нефти и газа. М., «Мир», 1970. 639 с.

133. Литвиненко О. К., Русьянов Ю. Г. Построение геофизических карт с помощью электронных цифровых вычислительных машин. М., Всесоюз. ин-т экономики минер. сырья, 1967. 16 с.

134. Лунгерсгаузен Г. Ф., Хаин В. Е. Опыт составления атласа палеогеографических карт СССР и некоторые задачи палеогеоморфологического картирования. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 155—159.

135. Лунев Б. С. Метод оценки современных движений земной коры по гранулометрии и тяжелым минералам. — «Учен. зап. Перм. ун-та», 1961, т. 18, вып. 2, с. 107—108.

136. Лунев Б. С. Оценка неотектоники по тяжелым минералам аллювия. — В кн.: Пробл. неотектоники. М., Изд-во Моск. ун-та, 1964, с. 25—26.

137. Лунев Б. С., Галицкий В. И. Тяжелые минералы аллювия Приднепровья в районах соляных куполов. — «Учен. зап. Перм. ун-та», 1964, № 121, с. 165—167.

138. Максимович Г. А. Карст. М., «Знание», 1960. 47 с.

139. Марков К. К. О геоморфологической карте. — «Геол. вест.», 1929, т. 7, вып. 1—3, с. 34—41.

140. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948. 342 с.

141. Марков К. К. Палеогеография. М., Географгиз, 1951. 276 с.

142. Марковский Н. И. Палеогеографические условия размещения крупных залежей нефти. (На примере нижнего карбона Русской платформы). М., «Недра», 1965. 39 с.

143. Марковский Н. И. Роль палеорек в формировании нефтегазовых толщ. (На примере нижнего карбона Русской платформы). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 2, с. 112—125.

144. Марковский Н. И., Бражников Г. А., Веснина Т. Л. О разведке литологических залежей нефти и газа в Волгоградском Поволжье. — «Геология нефти и газа», 1962, № 4, с. 25—29.

145. Мархинин Е. К. Влияние погребенного рельефа на образование угольных залежей Нарынского месторождения. — «Сов. геология», 1957, сб. 59, с. 189—191.

146. Маслов К. С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. М., «Недра», 1968. 218 с.

147. Матросов А. С., Одокий Б. Н., Павловский В. И. Комплекс геофизических исследований, намечаемых для поисков бокситов на территории Воронежской антеклизы. — В кн.: Труды III совещ. по пробл. изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 348—350.

148. Медушевская А. И. Выделение зон тектонических нарушений по результатам морфометрических построений и их сопоставление с данными геофизических работ на территории БССР. — В кн.: Мат-лы 4-й конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1966, с. 70—72.

149. Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований на севере Русской платформы. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», 1966, вып. 54, с. 118—121. Авт.: Е. Н. Былинский, Ю. Г. Наместников, А. М. Берлянт и др.

150. Методические указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа. М., 1968. 142 с. Авт.: Е. Н. Былинский, А. М. Берлянт, Ю. Я. Кузнецов и др.

151. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., «Недра», 1972. 384 с. Авт.: Ю. Ф. Чемяков, М. Н. Бойцов, Г. С. Гавешин и др.

152. Методы геоморфологических исследований. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1967. 233 с.

153. Методы изучения осадочных пород. Т. 1, 612 с., т. 2, 564 с. М., Гостотехиздат, 1957.

154. Методы палеогеографических исследований. М., «Недра», 1964. 264 с.

155. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.

156. Мийдел А. М. О древних (погребенных) долинах Эстонии. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 47—48.

157. Мирчик М. Ф., Бухарцев В. П. К изучению истории формирования платформенных структур. — В кн.: Опыт применения мат. статистики при изучении локальных структур Волго-Урал. нефтегазонас. области. М., Центр. науч.-исслед. ин-т техн.-экон. исслед. нефтегаз. пром-сти, 1962, с. 13—32.

158. Михайлова Е. В. О применении палеогеографического и фациального методов для выяснения перспектив угленосности южного крыла Подмосковского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 380—390. (Труды Лаб. геологии угля АН СССР, вып. 6).

159. Можаяев Б. Н. Методы изучения новейшей тектоники и общий характер связи современного рельефа с погребенными структурами на северо-западе Русской платформы. — «Вопр. развед. геофизики», 1966, вып. 5, с. 51—60.

160. Можаяев Б. Н. Погребенные поверхности выравнивания в области материкового оледенения на северо-западе Русской равнины. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 214—217.

161. Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. — В кн.: Закономерности размещ. полезных ископ. 4. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960, с. 44—57.

162. Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 263 с.

163. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазонасных областей. М., «Недра», 1968. 151 с. Авт.: И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др.

164. Мотуз В. М. О влиянии погребенного рельефа на осадочнонакопительные четвертичные отложения в бассейне Верхнего Днепра. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 51—52.

165. Мулина А. М. О погребенном эрозионно-аккумулятивном рельефе Причерноморья. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 53—54.

166. Нагирный В. Н. Палеогеоморфологические условия образования Коростышевского буроугольного месторождения. — «Геол. журн. АН УССР», 1970, т. 30, вып. 4, с. 58—67.

167. Нагирный В. Н., Семенюк Н. П., Фуртес В. В. О методике реконструкции раннепалеогенового рельефа центральной части Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1971, № 4, с. 112—115.

168. Нагирный В. Н., Фуртес В. В. Развитие рельефа Порожистого Приднепровья в палеогене и его влияние на образование месторождений осадочных полезных ископаемых. — «Геол. журн. АН УССР», 1970, т. 30, вып. 3, с. 125—129.

169. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М. — Л., Изд-во АН СССР, т. 1, 1955. 534 с. Т. 2, 1956. 393 с.

170. Наумов А. Д. Структурно-тектонические условия формирования пенепленов и их металлогения. — «Геоморфология», 1971, № 3, с. 15—24.

171. Наумов А. Д., Востряков А. В., Зайонц В. Н. Основные принципы и методы составления палеогеоморфологических карт (на примере юго-востока Русской платформы и южных частей Приуральского прогиба, Южного Урала и Зауралья). — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 225—232.

172. Невесский Е. Н. Некоторые вопросы изучения условий концентрации и накопления тяжелых минералов в прибрежных морских песках. — В кн.: Вопр. накопления и распредел. тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига, 1960, с. 27—57 (Труды Ин-та геол. и полезн. ископ. АН ЛатвССР, т. 6).

173. Нелидов Н. Н. Формирование погребенного рельефа в связи с неравномерным уплотнением пород. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 58—59.

174. Николаев Н. И. Палеогеоморфология материковых платформ и быстрые тектонические движения. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 43—52.

175. О возможностях и путях использования палеогеоморфологических исследований при нефтегазопоисковых работах. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 129—140. Авт.: Я. С. Эвентов, М. В. Проничева, С. К. Горелов, М. В. Понащатенко.

176. Обедиентова Г. В. Методическое и практическое значение изучения древней речной сети Русской платформы. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 166—174.

177. Обрядчиков О. С., Проничева М. В. Предакчагыльский рельеф Северного Прикаспия и его соотношение с древним структурным планом. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 60—61.

178. Огильви А. А. Геофизические методы исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962. 411 с.

179. Одокий Б. Н. Распространение, генезис и перспективы поисков бокситов в пределах Воронежской антеклизы. — В кн.: Труды III совещ. по пробл. изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 180—183.

180. Олейников А. Н. К алгоритмизации процедур биогеографического картирования. — В кн.: Тез. докл. 17-й сес. Всесоюз. палеонт. о-ва. Л., «Недра», 1971, с. 61—63.

181. Опыты палеогеоморфологического анализа рельефа в связи с задачами нефтяной геологии. — В кн.: Мат-лы Харьк. отд. Геогр. о-ва Украины, вып. 9. М., «Недра», 1970, с. 3—10. Авт.: М. В. Проничева, П. И. Жершаков, Ф. М. Мешалкин и др.

182. Особенности образования россыпей до третичного возраста на территории Украинской ССР. — В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ. 4. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960, с. 92—98. Авт.: М. Ф. Веклич, М. Г. Дядченко, В. Ю. Кондрачук, А. Я. Хатунцева.

183. Отрешко А. И. Принципы и методы прогнозов месторождений самородной серы среди осадочных образований. — «Сов. геология», 1966, № 6, с. 7—19.

184. Отрешко А. И. Генетические типы месторождений самородной серы. — В кн.: Геология, генезис, методика поисков и разведки серных м-ний СССР. Казань, 1968, с. 185—198.

185. Палеогеоморфологическая интерпретация поверхностей несогласия и некоторые задачи палеогеоморфологического анализа. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 61—68. Авт.: Н. В. Думитрашко, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Ю. А. Мещеряков, А. П. Рождественский.

186. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967. 343 с.

187. Пиотровский М. В., Синюгина Е. Н. Геоморфологическое изучение россыпей и задачи его дальнейшего развития. Мат-лы 2-го геоморфол. совещ. М., Отд. геол.-геогр. наук АН СССР, 1959. 28 с.

188. Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971. 387 с.
189. Плотникова М. И. Особенности методики геоморфологических исследований при поисках полезных ископаемых. — В кн.: Метод. руковод. по геоморфол. исследованиям. Л., «Недра», 1972, с. 280—341.
190. Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г. Значение и методы палеогеоморфологических исследований при поисках погребенных россыпей (на примере алмазосносных россыпей Западной Якутии). — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 279—284.
191. Плотникова М. И., Уманец В. Н., Кардопольцева О. И. К вопросу о методике картирования высоких террас в бассейне среднего течения р. Мархи. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1962, № 52, с. 61—68.
192. Полканова В. Б., Шацкий С. Б. Изучение новейших тектонических движений центральной части Западно-Сибирской низменности с целью выявления локальных структур. — В кн.: Тектон. движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967, с. 254—258.
193. Полюнов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934. 240 с.
194. Попов В. И. Палеогеографическая реконструкция наземных равнин и наземных поднятий и их признаки. — В кн.: Методы палеогеогр. исследований, сб. 1. М., «Недра», 1964, с. 109—144.
195. Потапов И. И. Геотектоника. Ростов-на-Дону, Изд-во Рост. ун-та, 1964. 255 с.
196. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1970. 296 с.
197. Проблемы геологии россыпей. Магадан, Магадан. кн. изд-во, 1969. 415 с.
198. Проблемы палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970. 324 с.
199. Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964. 222 с.
200. Прокопчук Б. И. Применение метода палеогеоморфологического анализа при поисках и изучении юрских россыпей алмазов в северо-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 285—290.
201. Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969. 196 с.
202. Проничева М. В. Палеогеоморфология в нефтяной геологии. Методы и опыт применения. М., «Наука», 1973.
203. Проничева М. В., Жернаков П. И. Опыт разработки количественных методов анализа палеорельефа. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 70—82.
204. Проничева М. В., Жернаков П. И., Мешалкин Ф. М. К изучению эпох континентальных режимов при нефтегазопроисковых работах. — «Геология нефти и газа», 1971, № 6, с. 29—35.
205. Раскатов Г. И. О применении геоморфологического метода для познания тектоники кристаллического фундамента платформы (на примере Воронежской антеклизы). — «Сов. геология», 1966, № 7, с. 141—143.
206. Раскатов Г. И. и др. Связь рельефа основных поверхностей несогласия со структурой осадочного чехла и рельефом земной поверхности на примере северо-западной части Воронежской антеклизы. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 190—194.
207. Рождественский А. П., Журенко Ю. Е., Зинькина И. К. К вопросу о предмете и методах палеогеоморфологии. Там же, с. 20—26.
208. Рожков И. С. Палеогеоморфологические исследования при поисках древних россыпей. Там же, с. 109—121.
209. Розанов Л. Л. К палеогеоморфологии погребенных долин пр. Печоры. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 67—68.
210. Розанов Л. Н., Чирвинская М. В. Выявление древних

долин рек методами геофизической разведки. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 150—154.

211. Розовский Л. Б. Введение в теорию геологического подобия и моделирования (Применение природных аналогов и количественных критериев подобия в геологии). М., «Недра», 1969. 128 с.

212. Романенко Б. И. Вопросы методики прогнозно-поисковых исследований с применением палеогеоморфологического моделирования. — В кн.: Мат-лы Харьк. отдела Геогр. о-ва Украины, вып. 9. М., «Недра», 1970, с. 29—32.

213. Романов А. А., Разумова К. Н. Реконструкция погребенного рельефа методом построения палеогеоморфологических карт по данным картировочного бурения. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 223—225.

214. Романова М. А. Сортировка обломочного материала золотых отложений Центральных Каракумов. — В кн.: Вопр. мат. геологии. Л., «Наука», 1968, с. 207—224.

215. Романова М. А. Тренд-анализ данных геологических наблюдений (основная литература). Там же, с. 284—287.

216. Ронов А. Б. Объемный метод изучения колебательных движений в европейской части СССР. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 1, с. 35—52.

217. Ружижский В. О. О находках алмазов на Русской платформе и перспективах ее алмазоносности. — «Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР», 1959, № 1, с. 3—13.

218. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Изд. 2. Л., Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

219. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. Изд. 2. М. — Л., ОНТИ геол. развед. и геодес. лит., 1935. 334 с.

220. Саломон А. П. Размещение фаций и полезных ископаемых в связи с палеотектоникой. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезн. ископ. СЗ РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966, с. 104—116.

221. Самборский Н. А., Денисов Ю. М. Использование сейсморазведочных данных для палеотектонического анализа. — «Нефт. и газ. пром-сть», 1963, № 2 (14).

222. Сапожников Д. Г. Древние коры выветривания и месторождения полезных ископаемых гипергенного типа. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 87—102.

223. Сапожников Д. Г. О закономерностях размещения бокситов в платформенных областях. — В кн.: Платформ. бокситы. М., «Наука», 1971, с. 360—372.

224. Сваричевская З. А. Легенда для геоморфологической карты крупного масштаба. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1937. 28 с., 3 карты.

225. Сваричевская З. А. О геоморфологическом картировании. — «Труды Ин-та географии АН СССР», 1948, вып. 39, с. 274—277.

226. Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. Цикличность рельефообразования как один из критериев палеогеоморфологического анализа. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 75—80.

227. Свиточ А. А. Изучение погребенного рельефа Волго-Уральского междуречья в связи с перспективами газозносности территории. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 75—76.

228. Сигов А. П. Вопросы изучения поверхностей выравнивания в полях поисков гипергенных полезных ископаемых. — В кн.: Пробл. поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964, с. 202—208.

229. Сигов А. П. Палеогеоморфология и металлогения. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 102—109.

230. Сидоренко А. В. Геоморфология и народное хозяйство. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 9—18.

231. Скубдова Н. В. Кольцевые морфоструктуры Балхаш-Нурунского водораздела (Центральный Казахстан) и методика их изучения. Автореф. дис. Л., 1970. 24 с.

232. Соколов Н. Н. О геоморфологической терминологии. — В кн.: Геогр. сб. № 10, Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 160—164.
233. Соколовский И. Л. О составлении палеогеоморфологических карт территории Украины. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 77—78.
234. Сонкин Л. С. Палеорельеф междуречья рек Самары и Сухого Торца (Донбасс). — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1966. № 5, с. 91—96.
235. Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М., «Высшая школа», 1970. 456 с.
236. Станкевич Е. Ф. О возможности использования палеогидрогеологических данных при восстановлении палеогеографических и палеогеоморфологических условий. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 79—80.
237. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Ч. 1. М., Госгеолиздат, 1948. 252 с.
238. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
239. Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе. — «Литология и полезн. ископ.», 1964, № 6, с. 143—150.
240. Структурная геоморфология и неотектоника Украины. 2. М., «Недра», 1970. 200 с. (Мат-лы Харьковск. отдела Геогр. о-ва Украины, вып. 9).
241. Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. 1. Новосибирск, «Наука», 1970. 183 с.
242. Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. Методика и опыт применения. Л., «Недра», 1967. 240 с.
243. Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-т, 1969. 276 с.
244. Ступишин А. В. Методика изучения древнего и глубинного карста в областях платформенных структур (Среднее Поволжье). — В кн.: Методика изучения карста, вып. 4. Пермь, Перм. ун-т, 1963, с. 3—18.
245. Теория и практика сейсмического метода РНП. М., Гостоптехиздат, 1962. 294 с. Авт.: Л. А. Рябинкин, Ю. В. Напалков, В. В. Знаменский и др.
246. Тесаков С. Н. Оценка надежности структурно-геоморфологических исследований на территории Северного Причерноморья. — В кн.: Вопр. структурно-геоморфол. исследований при нефтегазопоисковых работах. М., Всесоюз. науч.-исслед. геол.-разв. нефт. ин-т, 1970, с. 72—81.
247. Тетяев М. М. Основы геотектоники. Л. — М., ОНТИ, 1934. 288 с.
248. Типы предатлантийского (среднепротерозойского) погребенного рельефа Центральной Карелии и методы его выявления. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 184—190. Авт.: Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, В. А. Соколов, К. И. Хейсканен.
249. Троцюк В. Я. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазопоисковых работах. М., «Наука», 1967. 452 с.
250. Удинцев Г. Б. Новые карты рельефа дна Тихого океана. — «Океанология», 1963, т. 3, вып. 1, с. 169—175.
251. Успенская Н. Ю. Нефтегазоносность палеозоя Северо-Американской платформы. М. — Л., Гостоптехиздат, 1950. 408 с.
252. Успенская Н. Ю. Некоторые закономерности нефтегазоаккумуляции на платформах. М. — Л., Гостоптехиздат, 1952. 156 с.
253. Утробин В. Н. Закономерности развития и истории формирования древнего погребенного рельефа Вольни, Подолли и Предкарпатья. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 202—208.
254. Фации и палеогеография юрских отложений Восточно-Украинского газонефтеносного бассейна. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1960. 73 с. Авт.: О. Д. Билык, Н. Е. Канский, В. П. Макридин и др.

255. Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1955. 799 с.
256. Филиппов Е. М. Прикладная ядерная геофизика. М., Изд-во АН СССР, 1962. 580 с.
257. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов. Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 94 с.
258. Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. — «Геология и геофизика», 1964, № 10, с. 78—89.
259. Фуртес В. В. Палеогеоморфологические закономерности размещения Никопольских марганцевых месторождений. — «Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 6, с. 123—126.
260. Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954. 692 с.
261. Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.
262. Хайн В. Е. К теоретическим основам структурно-геоморфологического метода. — В кн.: Структурно-геоморфол. исследования при изучении нефтегазовых бассейнов. Л., «Недра», 1967, с. 15—23.
263. Хатянов Ф. И. Основные морфолого-генетические типы ископаемых рифов на юго-востоке Русской платформы (в свете данных глубокого бурения и геофизики). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 3, с. 651—654.
264. Хатянов Ф. И., Мкртчян О. М. Последняя зональность физических свойств осадочных пород как предпосылка геофизических поисков платформенных некомпесированных прогибов и приуроченных к ним рифов. — «Сов. геология», 1966, № 6, с. 136—144.
265. Хатянов Ф. И., Шульц Я. И., Куряева В. В. О применении сейсморазведки рифовых массивов в Южном Предуралье. — «Геология нефти и газа», 1963, № 2, с. 27—33.
266. Хожайнов Н. П., Акаемов С. Т. Древний подкаменноугольный рельеф юго-западного склона Воронежской антеклизы и его реконструкции на основе фациального анализа перекрывающих отложений. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, Горно-геол. ин-т, 1966, с. 83—84.
267. Хожайнов Н. П., Акаемов С. Т. О палеогеографических условиях формирования отложений нижнего карбона в связи с генезисом бокситов на территории Курской магнитной аномалии. — В кн.: Труды III совещ. по пробл. изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 190—198.
268. Хожайнов Н. П., Акаемов С. Т. Основные черты палеорельефа и палеогеографии раннего карбона территории Курской магнитной аномалии. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 194—198.
269. Хожайнов Н. П., Беляев В. И. Закономерности терригенного осадконакопления и россыпеобразования в сеномане северо-восточного склона Воронежской антеклизы. — В кн.: Вопр. геологии и полезн. ископ. Воронеж. антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1970, с. 42—63.
270. Хожайнов Н. П., Беляев В. И., Первушина Г. И. Литологические и фациальные особенности кластогенно-глинистых формаций апта, альба и сеномана восточной части Воронежской антеклизы в связи с поисками полезных ископаемых. — В кн.: Труды III совещ. по пробл. изучения Воронеж. антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 169—174.
271. Хуторов А. М. О формировании вторичных залежей нефти в Ферганской депрессии. — «Геология нефти и газа», 1958, № 7, с. 34—41.
272. Чемяков Ю. Ф. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока. — В кн.: Мат-лы по четвертичн. геологии и геоморфологии, вып. 5. Л., ВСЕГЕИ, 1963, с. 24—54.
273. Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1964, № 4, с. 136—141.
274. Чемяков Ю. Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях. — В кн.: Пробл. поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964, с. 151—164.

275. Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы (на примере Сибири и Дальнего Востока). — В кн.: Методы геоморфол. исследований. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 41—48.

276. Чемяков Ю. Ф. Проблема возраста рельефа и методы его определения. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1968, т. 100, № 4, с. 299—307.

277. Чемяков Ю. Ф. Направленность и цикличность как основные закономерности развития земной коры. — В кн.: VI совещ. по пробл. планетологии. Тез. докл. Вып. 1. Л., 1968, с. 27—31.

278. Чемяков Ю. Ф. Базисы денудации и аккумуляции. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1, с. 27—37.

279. Чемяков Ю. Ф. Интерпретация структурных несогласий и стратиграфических перерывов при палеогеоморфологических исследованиях. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 69—74.

280. Чемяков Ю. Ф. Палеогеоморфология, ее методы и задачи. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 33—39.

281. Чемяков Ю. Ф. Ритмичность морфогенеза. — В кн.: Чтения памяти акад. Л. С. Берга, 16—18 марта 1971 г. Ритмы в природе. М., «Наука», 1973, с. 72—85.

282. Чемяков Ю. Ф. Общий обзор методов, применяемых при геоморфологических исследованиях. — В кн.: Метод. руковод. по геоморфол. исследованиям. Л., «Недра», 1972, с. 32—65.

283. Чемяков Ю. Ф. Карстовые, суффозионные и оползневые формы рельефа. Там же, с. 211—224.

284. Чемяков Ю. Ф. Морфологические особенности рельефа. Там же, с. 66—89.

285. Чемяков Ю. Ф. Генезис рельефа. Там же, с. 90—93.

286. Чемяков Ю. Ф. Методика составления геоморфологических карт. Там же, с. 228—267.

287. Чемяков Ю. Ф., Соловьев В. В. О пространственно-временных соотношениях в геоморфологии. — В кн.: Пробл. развития сов. геологии. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. серия», 1971, т. 177, с. 237—250.

288. Чистяков А. А., Кондакова Л. П. Результаты и некоторые вопросы методики структурно-геоморфологических исследований в Ачиперском районе. — «Нефтегаз. геология и геофизика», 1963, № 11, с. 39—43.

289. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1951. 274 с. (Труды Ин-та геологии АН СССР, вып. 135, сер. геол., № 55).

290. Шарин Н. Ш. К вопросу о выявлении погребенных нефтеносных структур методом геоморфологического анализа рельефа (на примере южного борта Куринской впадины). — «Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук», 1962, № 1, с. 93—102.

291. Шейманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959. 63 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та. Геология. Вып. 49).

292. Шик С. М. Доледниковая гидрографическая сеть Юго-Западного Подмосквья и ее развитие в плейстоцене. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению четвертич. периода. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 71—72.

293. Шубина Н. Г., Аристархова Л. Б. Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа по топографической карте (в условиях слабо эродированных равнин). — «Вестн. Моск. ун-та, География», 1965, № 2, с. 34—41.

294. Шульга В. Ф. Особенности строения и угленосности сталингорского горизонта Александровского углепромышленного района. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 398—411. (Труды Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 6).

295. Шульц С. С., Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. — В кн.: Вопр. геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 34—49.

296. Щукин И. С. Общая морфология суши. Т. 1. М. — Л., Новосибирск, Госгоргеонфтездат, 1933. 365 с.
297. Эльянов М. Д. Палеогеоморфология кристаллического фундамента Украинского щита. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970, с. 198—202.
298. Эпштейн С. В. Геоморфология, палеогеография, палеогеоморфология. Там же, с. 39—43.
299. Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектон. структур, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—333.
300. Andresen M. J. Paleodrainage patterns: their mapping from subsurface data, and their paleogeographic value. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1962, vol. 46, № 3, pt. 1, p. 398—405.
301. Bélanger J. R., Morin J. M. Synagraphic computer mapping. — In: Manual of detailed geomorphol. mapping. Ed. by J. Demek. Prague, «Academia», 1972, p. 151—154.
302. Burgess R. J., Benson A. L. Niagaren reef exploration in Michigan. — «Oil and Gas J.», 1970, vol. 68, № 1, p. 122—127.
303. Busch D. Prospecting for stratigraphic traps. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1959, vol. 43, № 12, p. 2829—2843.
304. Dury G. H. Subsurface exploration and chronology of underfit streams. — Prof. Pap. Geol. Surv. Washington, № 452-B, 1964, 54 p.
305. Halbouty M. T. Hidden trends and subtle traps in Gulfs Coast. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1969, vol. 53, № 1, p. 3—29.
306. Harrington J. W., Hazlewood E. L. Comparison of Bahamian Land forms with depositional topography of Nena Lucia dunereef-knoll, Nolan county, Texas: study in uniformitarianism. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1962, vol. 46, № 43, p. 354—373.
307. Mandelbaum H. Statistical and geological implications of trend mapping with nonorthogonal polinomials. — «Geophys. Res.», 1963, vol. 68, № 2, p. 505—519.
308. Martin R. Principles of paleogeomorphology. — «Canad. Min. Metall. Bull.», 1960, vol. 53, p. 529—538.
309. Martin R. Buried hills hold key new Mississippian pay in Canada. — «Oil and Gas J.», 1964, vol. 62, № 42, p. 158—162.
310. Martin R. Paleogeomorphology and its application to exploration for oil and gas. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1966, vol. 50, p. 2277—2314.
311. McKee E. M. Paleogeomorphology: a practical exploration technique. — «Oil and Gas J.», 1963, vol. 61, № 42, p. 140—143.
312. New reef play budding in North Canada. — «Oil and Gas J.», 1970, vol. 68, № 1, p. 56—57.
313. O'Leary M. et al. FORTRAN IV and map programm for computation and plotting of trend surfaces for degrees 1 through 6. Lawrence, Kansas St. Geol. Surv., Computer contrib., 1966, vol. 3. 47 p.
314. Potter P. E. Sand bodies and sedimentary environments. A review. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1967, vol. 51, № 3, p. 337—365.
315. Potter P. E., Pryor W. A. Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1961, vol. 72, № 8, p. 1195—1249.
316. Rich J. L. Probable fondo origin of Marcellus — Ohio — New Albany — Chattanooga bituminous shales. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1951, vol. 35, № 9, p. 2017—2040.
317. Rich J. L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1951, vol. 62, № 1, p. 1—19.
318. Shrewsbury J. B. How to hunt for ancient channels. — «Oil and Gas J.», 1962, vol. 60, № 38, p. 170—173.
319. Smith F. G. Geological data processing: using FORTRAN IV. N. Y., Ld., 1966. 284 p.

Предметный указатель *

Бокситы 3, 5, 19, 22, 87, 102, 154, 158, 160, 183, 184, 185
— осадочные 160, 161, 162, 183
— остаточные (латеритные) 160

Возраст рельефа 25, 29, 38, 90, 121, 131, 137, 148, 149
— — геологический 26, 30, 62

Галогены 3, 11, 12, 19

Геодиклы (геологические циклы) 18, 21, 36, 38, 39, 40, 41, 42, 43—45, 161, 162

— аккумулятивные 43, 44, 75

— денудационные 36, 43, 44, 75

— платформ 44

— плит 44

— щитов 44

Глины огнеупорные 3, 158, 183

Графопостроители 140, 141

Днища бассейнов погребенные 13

Долины речные погребенные 11, 13, 14, 19, 22, 23, 35, 69, 76, 78, 126, 144, 153, 155, 158, 164, 165, 178—180

Зоны выклинивания 22

Каолины 19, 22, 63, 182, 184

Карст погребенный 22, 85, 86

— — соляной 87

* Полу жирным выделены номера страниц, где даны определения терминов.

Карстовые полиномы погребенные 85, 87

— формы погребенные 85

Карта анализа тренда 104

— восстановленного (реставрированного) рельефа 130

— гипсометрическая 77, 150, 152, 159, 174

— изопахит 38, 48, 51, 77, 120, 122, 127

— литологического состава отложений 147

— литолого-палеогеографическая 38, 47, 48, 50

— литолого-фацциальная 127, 132, 147, 152, 159, 174

— остаточных компонентов 103, 104

— палеогеографическая 38, 47, 127, 128, 158, 173

— палеогеологическая 38, 47, 48, 49, 127

— палеогеоморфологическая 21—23, 37, 77, 118, 121, 128, 129—132, 134—138, 147, 148, 152, 154, 156, 158, 173, 174

— — общая 119, 127, 129, 130, 151

— — специальная 127, 129, 130

— палеогеоморфологического районирования 23, 119, 130

— палеоморфоструктурная 122, 123, 150

— палеотектоническая 38, 56, 110—112, 127, 131

— погребенного рельефа 21, 121, 127, 128, 132, 151, 176

— — — составленная с помощью ЭВМ 139, 140

— региональной составляющей 139, 140

Клиноформа (аккумулятивный под-водный склон) 78

Кора выветривания 11, 21, 22, 28, 38, 63—65, 67, 68, 70—75, 155, 160—167, 178, 182, 183

Коэффициент выветрелости 71

- концентрации 71
- корреляции 108, 109, 110, 112, 113
- мономинеральности 71, 72
- устойчивости, или палеогеографический 71
- Краски минеральные 87

- Ловушки нефти и газа 63, 122, 135, 171
- — — литологические 22, 172
- — — — палеогеоморфологические 19, 20, 114, 143, 150, 172, 174
- — — — стратиграфические 171, 172
- — — — стратиграфо-палеогеоморфологические 172, 174
- — — — структурно-палеогеоморфологические 174
- — — — структурные 171, 172, 173

Марганец 12, 19, 183

Метаморфогенез 6, 30, 31, 33, 34, 37, 60, 114, 118, 121, 126, 127, 143, 147, 151, 159, 174

Метаморфомия 30

Метод 4, 5, 7, 18, 23, 37, 184

- анализа гео- и морфоциклов 38, 40
- «депрессивных» циклов 38, 45
- карт изопахит и мощностей отложений 38, 50
- — минералогического и механического состава отложений 38, 79
- — морфоциклов 117, 119
- — мощностей 53
- — наземных реликтовых форм 118, 126
- — «откопанных» форм рельефа 118, 125
- — палеогеографических, литолого-палеогеографических и палеогеологических карт 38, 47
- — палеогеоморфологической этапности 117, 118
- — палеотектонических карт и профилей 38, 56
- — палеофаций и палеофациальных карт 38, 63
- — перерывов и несогласий 38, 61
- — погребенных карстовых форм 118, 126
- — этапности 38
- бурения и изучения керна 38, 59

- вертикального электророндирования (ВЭЗ) 95
- визуального изучения погребенных форм рельефа 118, 124
- восстановления поэтапного развития рельефа локальных структур 103, 110
- — рельефа с помощью способа наименьших квадратов 103, 114
- — глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) 94
- — гравиметрический 88
- — дипольного электрического зондирования (ДЭЗ) 95
- изучения погребенных кор выветривания 38, 72
- — корреляционный преломленных волн (КМПВ) 91
- — линейной интерполяции рельефа 118, 120
- — литолого-формационного анализа 38, 70
- — магнитометрический 88, 90
- — отраженных волн (МОВ) 91
- — палеогеоморфологического анализа геологического разреза (профиля) 38, 61
- — — гидрохимического эпигенеза 87
- — — и синтеза 118, 126
- — — картирования 117, 118
- — — моделирования 103, 115
- — палеогеоморфологической интерполяции 118, 120, 144
- — палеоморфоструктурного анализа и картирования 118, 122
- — плоских наклономеров 102
- — равных соотношений мощностей 95
- — регионального палеогеоморфологического анализа 118, 119
- — регулируемого направленного приема сейсмических волн (РНП) 88, 93
- — реперных береговых линий 118, 125, 151
- — поверхностей 38, 50, 76, 80, 118, 125, 131, 135, 144, 150
- — сопряженного анализа пространственного размещения погребенных форм рельефа и отложений 38, 75
- — корреляционного анализа подобия структурных поверхностей и тренд-анализа 103, 113
- — палеогидрогеологического и палеогеоморфологического анализа погребенного карста 85
- — статистического анализа структурных поверхностей 103, 107

— теллурических токов (ТТ) 95
 — тренд-анализа 103
 — электропрофиллирования 94
 Методика 4, 5, 7, 20, 23, 37, 184
 Методов классификация 37
 Методы геологические 37, 38
 — геоморфологические 37, 38, 117
 — геофизические 37, 38, 88, 107, 121
 — изучения скважин геофизические 37, 88, 99
 — — — геохимические 102
 — — — магнитные 101
 — — — механические 102
 — — — термические 102
 — — — электрические 101
 — — — ядерные (радиоактивные) 101
 — математические 37, 103
 — палеогеоморфологические 5, 37, 38, 117, 157, 171, 173
 — палеогидрогеологические 37, 38, 85
 — сейсмические 88, 90
 — электрометрические 88, 94
 Морфодиагенез 30
 Морфоструктура 48, 52, 53, 56, 57, 61, 63, 76, 83, 90, 93, 94, 103, 110, 111, 124, 125, 150
 Морфоциклы (геоморфологические циклы) 18, 36—41, 42, 43—45, 62, 119, 160—162, 169, 171
 — аккумулятивные 43, 44, 75
 — денудационные 36, 43, 44, 62, 75
 Несогласия структурные 21, 41, 43, 44, 60, 62, 63, 68, 160
 Нефть и газ 5, 13, 17, 19, 20, 22, 37, 47, 59, 99, 122, 171, 184, 185
 Палеогеоморфологический анализ 3—5, 11, 17, 18, 20, 21, 23, 34, 35, 38, 45, 52, 61, 62, 68, 69, 74, 88, 119, 121, 126, 127, 131, 149, 150, 152, 154, 157, 159, 160, 163, 164, 171, 173, 175, 179, 182—185
 Палеогеоморфологическое картирование 5, 22, 23, 63, 114, 118, 121, 131, 138, 162, 171, 173
 Палеогеоморфология 3, 4, 6, 7, 8, 17, 52, 63, 65, 86, 107, 118, 120, 127, 128, 175
 Палеоморфоструктуры 122
 Перерывы стратиграфические 13, 18, 41, 62, 63

Поверхности денудационного выравнивания, погребенные 10, 11, 13, 14, 28, 32, 36, 62, 63, 74, 75, 79, 154, 155, 160—162, 164, 165, 170, 172, 174, 178, 179, 182

Равнины погребенные, аллювиальные 13
 — — — органогенные 13
 — — — подводные (субаквальные) 12
 Реконструкция рельефа 7, 21, 31, 35, 36, 61, 118, 121, 144, 148
 Рельеф вулканогенный 6, 24
 — интрузивный 6
 — метаморфогенизированный 34, 35, 37, 118, 150, 174
 — наземный 6, 7, 120
 — — — реконструируемый 9
 — — — реликтовый 7—9
 — «откопанный» 31
 — погребенный 9
 — — наземный (субаэральный) 9, 10, 30, 62, 88, 125
 — — — реставрируемый 9
 — — — подводный (субаквальный) 9, 10, 22, 88, 125
 — — — реставрируемый 9
 — — — реликтовый 25, 30
 — — — реставрируемый 9
 — — — подводный 7, 120, 121
 — — — реконструируемый 9
 — — — реликтовый 8, 9, 30
 — — — подземный 6, 7, 24
 — — — реконструируемый (реконструированный) 8, 9
 — — — реликтовый 8, 30
 — — — современный 6, 8, 18, 110
 — — — экспонированный 6, 8, 9
 Реставрация погребенного рельефа 5, 7, 20, 31, 78, 114, 121, 143, 150, 151, 153, 155, 156, 159, 162, 185
 — — — субаэрального 5, 143, 144, 151
 — — — — и субаквального 5, 151
 Россыпи погребенные 3, 5, 12, 13, 19, 21, 37, 63, 65, 154, 164, 165, 183
 — — — аллювиальные 165, 169, 170
 — — — алмазов 19, 166, 167
 — — — дельтовые 165
 — — — ильменита 19, 164—166, 168
 — — — касситерита 19, 165
 — — — мезозойские 164
 — — — неогеновые 164
 — — — палеогеновые 164
 — — — полиминеральные 165
 — — — прибрежно-морские 22, 165, 170

— — редкоземельных минералов 165
— — титано-циркониевые 166, 168
— — циркониевые 165
— — четвертичные 164
— — элювиальные 165, 169, 170,
183
Рубеж критический конечный 30
— — основной 26, 28—30
Рубежи критические временные 26
Руды железные 3, 19, 47, 63, 65,
182, 184
— марганцевые 3, 5, 63, 65, 154,
178

Сера самородная 5, 180, 181, 184
Сланцы горючие 19
Строительные материалы 182, 184

Танатогенез 35
Танатономия 35
Тафогенез 26, 127
Тафономия 26
Тело геологическое цикловое 44
Террасы речные погребенные 13
Тренд 103

Угли бурые и каменные 3, 5, 13, 19,
37, 47, 99, 102, 154, 157—159, 183—
185
Ундаформа (мелководный шельф)
78

Фаза мобильная геоцикла 36, 42,
43, 45, 62, 75, 161, 169

— — морфоцикла 36, 42, 43, 45,
62, 75, 161, 169, 171
— прогрессивного развития релье-
фа 25, 26
— регрессивная заполнения 45
— регрессивного развития рельефа
8, 25, 26, 30, 35
— стабильная геоцикла 36, 42, 43,
45, 62, 75, 171
— — морфоцикла 36, 42, 43, 45, 62,
75, 160, 171
— трансгрессивная некомпенсации
45
Фондоформа (глубокое ровное дно
бассейна) 78
Формула возрастная 25
Фосфориты 5, 12, 47, 147, 178, 184

Этапы геолого-геоморфологического
развития 39, 40, 118, 119
— регрессивные 70
— трансгрессивные 70

Циклы геологические, см. геоциклы
— геоморфологические, см. морфо-
циклы
— геотектонические 41, 42
— геохимические 41
— «депрессивные» 38, 45
— «диастрофические» 41
— осадконакопления 41, 71

Шельфы погребенные 13, 19, 22, 45,
78

Оглавление

1. Введение	3
2. Палеогеоморфологические исследования и изучение погребенного рельефа	6
2.1. Палеогеоморфология, ее цели, задачи и объекты изучения	—
2.2. Погребенный рельеф	9
2.3. Теоретическое и практическое значение изучения погребенного рельефа	17
2.4. Цель и задачи изучения погребенного рельефа	20
3. Образование и эволюция погребенного рельефа	24
3.1. Образование рельефа	—
3.2. Погребение рельефа	26
3.3. Изменения рельефа после захоронения	30
3.4. Уничтожение погребенного рельефа	35
4. Методы изучения погребенного рельефа	37
4.1. Классификация методов	—
4.2. Геологические методы	38
4.3. Методы палеогеогеологического анализа	85
4.4. Геофизические методы	88
4.5. Математические методы	103
4.6. Палеогеоморфологические и геоморфологические методы	117
5. Составление карт погребенного рельефа	128
5.1. Составление палеогеоморфологических карт	—
5.2. Составление карт погребенного рельефа с помощью ЭВМ	139
6. Реставрация погребенного рельефа	143
6.1. Опыт реставрации погребенного субаэрального рельефа	—
6.2. Опыт реставрации погребенного субаэрального и субаквального рельефа	151
6.3. Другие опыты реставрации погребенного рельефа	154

7. Погребенный рельеф и полезные ископаемые	157
7.1. Угленосные отложения	—
7.2. Бокситы	160
7.3. Россыши	164
7.4. Нефть и газ	171
7.5. Другие полезные ископаемые	178
8. Заключение	184
Список литературы	187
Предметный указатель	202

ЮРИЙ ФЕДОРОВИЧ ЧЕМЕКОВ
ВАСИЛИЙ ИВАНОВИЧ ГАЛИЦКИЙ

ПОГРЕБЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ПЛАТФОРМ
И МЕТОДЫ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Редактор издательства Т. М. Пономарева
Переплет художника Д. Р. Стевановича
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор Р. Я. Цыпкина

Сдано в набор 4/VI 1974 г. Подписано в печать 21/X 1974 г. М-26059. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага тип. № 2. Печ. л. 13. Уч.-изд. л. 14,35. Тираж 1800 экз. Заказ № 1052/993.
Цена 1 р. 58 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский проспект, 91.

1 р. 58 к.

1272

НЕДРА