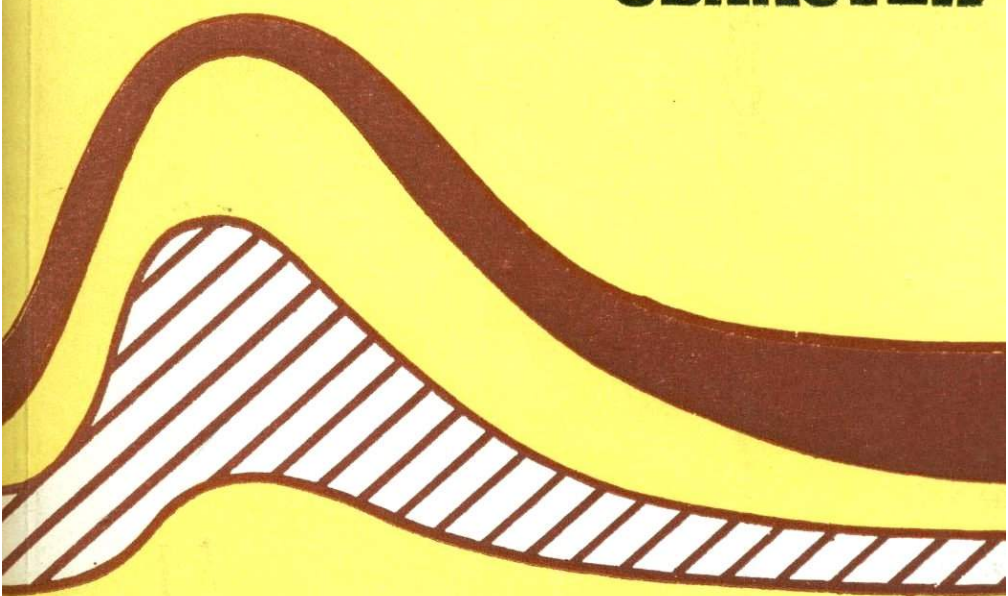


С. М. ТАЩИ
В. В. ЕРМОШИН

**МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ
СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЕЙ**



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

С. М. ТАЩИ
В. В. ЕРМОШИН

**МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ
СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЕЙ**

(ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ И ПРИКЛАДНОЙ АСПЕКТЫ)

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Г. И. ХУДЯКОВ



МОСКВА «НАУКА» 1988

5017

Морфотектоническое картографирование складчатых областей (теоретический и прикладной аспекты). / Таши С. М., Ермошин В. В. М.: Наука, 1988. 242 с. ISBN 5-02-003328-6

С позиции концепции геолого-геоморфологической конформности рассмотрены теоретические и практические проблемы морфоструктурного картографирования. Большое внимание уделено выбору, обоснованию и разработке концептуальной базы морфоструктурного картографирования, классификации и иерархии морфоструктур различных морфогенетических типов, принципам составления легенд. На основании свойств потоков энергии — массы и их роли в эндогенном геоморфогенезе изучены основные морфогенетические типы морфоструктур Восточной Евразии. На примере Западного Приохотья показано их значение при поисках полезных ископаемых. Обсуждаются типовая легенда, принципы и этапы морфоструктурного картографирования, предложена методика составления разномасштабных карт перспективности морфоструктур на рудные и россыпные полезные ископаемые.

Результаты могут быть использованы в теоретической морфотектонике, при геологическом картировании, поисковых и тематических работах.

Рецензенты

*Н. В. Башнина, М. В. Пиотровский, А. П. Кулаков,
В. П. Рыбалко, Г. А. Вертболович*

Т $\frac{1904010000-153}{042(02)-88}$ 190-88—1

© Издательство «Наука», 1988

ISBN 5-02-003328-6

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в геоморфологическом картографировании развивается новое перспективное направление — морфоструктурное (морфотектоническое). Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что все общие геоморфологические карты обзорных масштабов составляются с широким использованием морфоструктурных построений. Это направление предполагает отражение целостных объемных категорий — морфоструктур. Огромные возможности в этом отношении представляет исследователю применение положений о конформных соотношениях между геоморфологической поверхностью и организующим ее геологическим пространством — концепция геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1974, 1977].

О необходимости создания морфоструктурных и морфотектонических карт спорить не приходится: если для каких-либо локальных оперативных исследований порой бывает достаточно нескольких приблизительных схем, то для более фундаментальных региональных обобщений необходима и более детальная осмысленная информация, представленная в наглядном, компактном виде. Именно осмысленная, ибо картографирование невозможно без обоснованной концептуальной базы, без классификации, без выделения объекта и элементарной ячейки картографирования. Более того, по нашему мнению, любое крупное научное направление, концепция, гипотеза в геоморфологии и в географии вообще не могут считаться достаточно теоретически обоснованными и пригодными для применения на практике, если отсутствуют кондиционные картографические модели объекта исследования и не разработаны принципы и методы их составления. Возможно, что широкое проникновение идей концепции геолого-геоморфологической конформности в практику теоретических исследований и решения прикладных задач существенно сдерживается в первую очередь из-за отсутствия системы картографирования изучаемого объекта — тектонической структуры с конформной ей геоморфологической поверхностью [Худяков, 1974], его элементов и свойств. Единичны примеры и самих картографических моделей.

Попытка разработать принципы морфоструктурного картографирования с позиции концепции геолого-геоморфологической конформности и создать отвечающие необходимым требованиям картографические модели обнажила целый ряд проблем, часть из которых мы попытались решить в предлагаемой работе. Первостепенной в этом отношении является проблема легенды, которая должна опираться на классификацию (ряд классификаций), отражающую существенные свойства объекта. В конечном счете именно эти свойства, составляющие своей совокупностью морфоструктуру, и являются предметом картографирования.

Выявление классификационных и иерархических категорий невозможно без понимания конкретного механизма развития тектонических структур с конформной им геоморфологической поверхностью. Ответы на многие вопросы мы получили, обратившись к понятию «поток энергии—массы», что является дальнейшей разработкой понятия «литодинамический поток», предложенного в свое время Н. А. Флоренсовым [1979]. Концепция геолого-геоморфологической конформности принималась нами как общий идеологический стержень морфоструктурных исследований. Идеи об эндогенных потоках энергии—массы послужили конкретной концептуальной базой для определения подходов и разработки классификаций и построения картографических моделей. При решении проблем морфотектонического картографирования мы исходили из того, что картографические модели при морфоструктурном анализе не конечный, а промежуточный продукт. Они призваны концентрировать информацию в форме, наглядной и удобной для дальнейшего исследования свойств объекта, например установления пространственно-временных соотношений картографируемых единиц между собой. Область применения морфотектонических карт простирается от решения теоретических до сугубо прикладных проблем общей и инженерной геоморфологии и геологии; намечаются пути использования морфоструктурных карт в ландшафтных исследованиях и для решения задач рационального природопользования.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ МОРФОТЕКТОНИКИ

Любая наука и ее разделы развиваются гармонично и логично в соответствии со средствами познания и правилами оперирования ими лишь при наличии четких формулировок целей и задач, понятий об объектах и предметах исследования, основных принципах, языке, методах и средствах [Овчинников, 1968; Иерархия..., 1978; Шарапов, 1977, 1979; Штофф, 1978].

Применительно к геоморфотектонике главное внимание необходимо уделять вскрытию существенных сторон эндогенного геоморфогенеза. Методологические проблемы в той или иной мере являются общими почти для всех отраслей естествознания.

Геоморфология в целом и морфотектоника в частности являются такими отраслями знаний наук о Земле, где эмпирические и прикладные аспекты преобладают над фундаментальными, теоретическими, несмотря на относительность понятий «теоретическое» и «эмпирическое». И. И. Чебаненко [1984] и В. Ю. Забродин [1985б] показали, что в современной геологии очень мало эмпирических законов и закономерностей, основополагающих принципов и аксиом. Несмотря на то что собрано достаточно много эмпирических данных, в большинстве случаев нет их строгого научного обоснования, а те, которые имеются, страдают односторонностью, так как базируются на представлениях не о всей системе, а какой-то ее части. Отсутствие четких представлений об уровнях организации объектов еще больше усугубляет это состояние. Более того, существует мнение, что установление общих естественно-эволюционных принципов для такой сложной системы, как Земля, невозможно. Примерно такая же ситуация характерна и для геоморфологии, что в значительной мере является тормозом в развитии теории и отражается на состоянии проблем морфотектонического картографирования.

Основными гносеологическими элементами любой науки являются: 1) объект и предмет изучения, 2) методы исследования, 3) исходные теоретические положения и принципы. При этом отмечается закономерность: «...чем четче определены познавательные факторы науки, тем успешнее она развивается и тем конкретнее формируются ее теоретические и практические выводы» [Чебаненко, 1984, с. 11]. Следует добавить, что при этом большое значение имеют мотивы деятельности субъекта [Милашевич, Краснов, 1983].

Методология геоморфологии как науки и ее отрасли — морфотектоника — разработана слабо, хотя и существуют отдельные работы, где эти вопросы не только ставятся, но сделаны попытки их разрешения [Флоренсов, 1976; 1978; Кашменская, 1980; Асеев, 1984; и др.].

У геоморфологов существуют различные представления об объекте и предмете исследований. Приведем несколько формулировок, определяющих объект геоморфологии [по Тимофееву и др., 1977]: 1) выяснение истории развития современного рельефа Земли, 2) законы развития поверхности твердой земной коры, поверхности литосферы, 3) современный рельеф поверхности Земли, 4) формы рельефа земной поверхности, их генезис, развитие и связанные с ними коррелятные отложения, 5) строение, происхождение и закономерности развития современной поверхности Земли и ее современного рельефа, 6) современный рельеф земной поверхности и изменяющие его внешние силы, 7) неровности земной поверхности как части или частности формы этой поверхности, ее рельефа.

Г. И. Худяков рассматривает геоморфологию «... как науку о формах, возрасте и происхождении геологических тел с конформным им рельефом земной субаэральной, субгляциальной и субаквальной поверхности...» [Морфоструктурные..., 1985, с. 15]. В соответствии с этим определяется цель геоморфологии: «...восстановление и изучение единства внешней формы и соответствующего (конформного) ей содержания тел планетарного уровня организации (их структуры и вещества) в статике, динамике и ретроспективе...» [Там же].

Учитывая, что «... объект — это то, что существует вне нас и независимо от нашего сознания (внешний мир, действительность) и является предметом практического воздействия» [Кондаков, 1975, с. 402], а предмет исследования — понятийная модель объекта исследования, создаваемая с конкретной целевой установкой, возникшая в нашем сознании из образов, представлений и понятий об объекте исследования [Шарапов, 1977, 1979], то приведенные выше определения в неполной мере отвечают на вопрос, что является предметом и объектом исследования. В большинстве случаев здесь речь идет об определении геоморфологии как науки, о ее целях и задачах.

Методы исследования — система правил и приемов измерения и воспроизведения изучаемых явлений и закономерностей развития геоморфологических объектов. Чем больше у методов исследования возможности стандартизации, получения однозначных результатов и их воспроизведения, тем они объективнее и эффективнее.

В геоморфологии, как и в геологии [Забродин, 1985б], результаты натуральных наблюдений и экспериментов не всегда могут быть воспроизведены из-за отсутствия объективных приемов и методов измерения, нет ясности, что, как и с какой точностью измерять. Исключение могут составлять лишь морфометрические методы [Берлянт, 1978, 1984]. В других науках большое значение имеют лабораторные измерения и эксперименты. В науках о Земле они еще недостаточно разработаны [Забродин, 1985б]. Следствием сложившейся ситуации является то, что догадки, личное мнение исследователя фигурируют иногда в качестве твердо установленных фактов. Дело тут, конечно, не только и не столько в отсутствии каких-то конкретных величин. Современная математика позволяет оперировать и качественными категориями, если они стандартизованы определенным образом, понимаются однозначно.

Принципы, исходные теоретические положения (зако-

ны, аксиомы, основополагающие гипотезы). В морфотектонике сформулирован пока один теоретический принцип — геолого-геоморфологической конформности [Юг..., 1972; Худяков, 1977], который подробнее будет рассмотрен ниже. Остальные принципы заимствуются из смежных областей знаний. Наиболее известными и общими являются принципы историзма, актуализма, униформизма, структурализма, симметрии и др. По поводу униформизма В. Ю. Забродин [1985б] подчеркивает, что его следует понимать не как тождество процессов, а тождество законов, управляющих природными процессами. Только в таком случае можно говорить об эволюции Земли как геологического тела.

Кроме перечисленных выше общих принципов, из геологии и особенно тектоники могут быть использованы данные, установленные на большом эмпирическом материале и признаваемые большинством исследователей. К ним относятся: наличие геосферных оболочек, океанического, континентального и переходного типов земной коры, трех главных тектонических комплексов (плитного, геосинклинального, орогенного), трех главных генетических типов горных пород (магматогенных, седиментогенных и метаморфогенных), конструктивный и деструктивный типы развития земной коры, механическая, физико-химическая и геологическая формы движения вещества Земли и его направленное геохимическое преобразование (его дифференциация), наличие двух типов дислокационных структур — линейных и кольцевых, экзогенного и эндогенного потоков энергии — массы и другие. Основываясь на большинстве из перечисленных выше закономерностей, И. И. Чебаненко [1984, 1985] предлагает выделять два эволюционных ряда: геолого-тектонический и геолого-петрографический. Первый из них, по мысли И. И. Чебаненко, ответственен за эволюцию тектонической структуры (формы), а второй — эволюцию вещества (содержания). Такое противопоставление неудачно. Речь здесь может идти о разных сторонах, разных качествах одного явления — эволюции вещество-структурных комплексов, когда форма определяется содержанием и эти категории неотделимы одна от другой. Геологические тела определенных генетических типов и уровней организации немислимы без тектонической структуры (формы) первого или второго рода [Спижарский, 1973]. В случае морфотектоники к ним добавляется и геоморфологическая форма, конформная организующему ее однородному и однопорядковому геологическому пространству [Худяков, 1977, 1978]. Таким образом, и геолого-тектонический, и геолого-петрографический эволюционные ряды не являются, по-видимому, самостоятельными рядами, так как эволюция содержания ведет и к эволюции формы.

Необходимо хотя бы коротко остановиться на значении принципа симметрии П. Кюри [1966] в морфотектонике. В. И. Вернадский [1965] отмечал, что принцип симметрии лежит в основе всего естествознания. Это пространственная материальная основа всех земных энергетических проявлений. Симметрия, таким образом, всепроникающа, так как это одно из свойств поля земного тяготения. Она проявляется в объектах любых уровней организации, но обнаруживается легче всего у простых и преимущественно мелких объектов. Чем сложнее система и больше ее размеры, тем труднее обнаружить в ней закономерности, позволяющие говорить о ее симметричности или асимметричности. Поскольку объекты

геоморфологии и морфотектоники сложны и имеют, как правило, большие размеры, то их анализ с этих позиций затруднен. По-видимому, в этом кроется одна из основных причин отсутствия серьезных работ по симметрии объектов геоморфологии. Исключением является работа Ласточкина [1986].

Во многих работах по симметрии геологических объектов речь обычно идет о симметрии форм [Наливкин, 1925, 1951; Шафрановский, 1968; Шафрановский, Плотников, 1975]. Однако несомненно, что симметрия форм предопределена симметрией потоков энергии—массы, которая в свою очередь определяется симметрией гравитационного поля Земли. Таким образом, наряду с симметрией форм вполне логично пользоваться и понятиями симметрия процесса, симметрия явления. Речь, конечно, в большинстве случаев идет о сложных видах симметрии, что вполне объяснимо, так как морфотектонические объекты образуют различные сочетания во времени, в пространстве, с большим разнообразием морфогенетических типов, находящихся на различных стадиях развития и т. д. Хочется еще раз подчеркнуть, что симметрия — явление всепроникающее и она не может существовать только на определенных уровнях организации геолого-геоморфологических объектов. Она присутствует всюду, только на одном уровне могут преобладать одни ее виды, на другом — другие. Задача состоит в том, чтобы выявить их, взять на вооружение и с их помощью обнаружить закономерности, которые на первых порах кажутся отсутствующими.

Проблема объединения несистематизированных эмпирических данных о различных качествах объекта может быть удовлетворительно решена, если в должной мере будет осознано взаимоотношение между частью и целым. Системный подход необходим на всех стадиях исследования, начиная от сбора материала и кончая целостным описанием объекта. Сначала он позволяет четко представлять, что, с какой детальностью и какой необходимый минимум наблюдений будет достаточным для изучения определенных свойств объекта с учетом целей и задач исследования. На стадии целостного описания объекта нельзя ограничиться только знанием, что такое элемент, но необходимо знать, каким образом элементы сочетаются между собой, каков минимальный (оптимальный) набор таких сочетаний для образования нового качества.

Вопросы об элементах системы или элементах структуры в геоморфологии решаются за редким исключением еще очень робко [Кашменская, 1980]. Обычен прием, когда в качестве элемента выделяется произвольно взятая часть системы, объекта исследования без учета композиции целого и соотношения части и целого. В результате можно встретить выражения такого типа: склон — элемент морфоструктуры. Может ли названный «элемент» действительно быть элементом морфоструктуры? Ответ будет только отрицательным, так как склон — это лишь часть геоморфологической формы. В утверждении «склон — элемент морфоструктуры» форма искусственно оторвана от вещественно-структурного содержания и к тому же возведена в ранг элемента. Методологическая ошибочность подобного утверждения очевидна.

В естественных науках, где в полной мере разработаны понятия о фундаментальных объектах исследования, элементами или структурны-

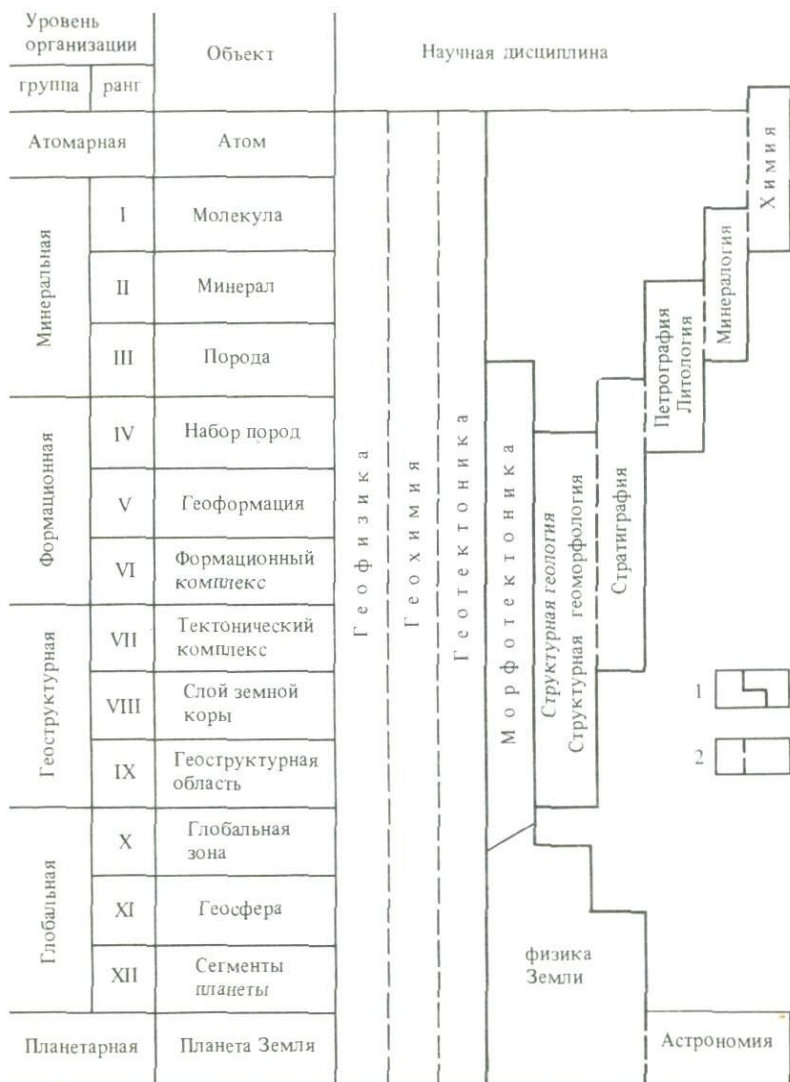


Рис. 1. Фундаментальные объекты геотектоники и место морфотектоники (геофологической тектоники) среди смежных дисциплин [Вотях, 1985: с добавлени-ем]

1 — границы дисциплин по объектам исследования; 2 — связи со смежными науками общности объектов исследования

элементами называются только те части объектов, которые, соединяясь между собой определенным образом, могут образовать новый объект (качествами, отличными от качеств составных элементов. Сложные объекты могут быть «разложены» на менее сложные, а те, в свою очередь, вплоть до элементарных, уже неделимых. Возвращаясь к склону, можно

поставить вопрос следующим образом: какое необходимо количество клонов и как их соединить между собой, чтобы получить новое качество, новую, более сложную морфоструктуру? Очевидно, что подобное занятие по отношению к проблеме «склон—морфоструктура» бессмысленно, так как морфоструктура это не только геоморфологическая поверхность.

В геотектонике, как считает О. А. Вотях [1985], создание единой системы фундаментальных объектов началось в семидесятых годах XX столетия, хотя вопросы о соотношении целого и частного рассматривались уже давно. Наиболее распространенным является термин структура, структурный элемент, под которым понимается некая конструкция элементов определенного состава, выделяемая по типам их пространственного расположения, характеру связей между ними, образующих целостную систему (объект, тело). Именно наличие целостности системы позволяет ей выступать в качестве элемента другой системы с более высоким уровнем организации, по отношению к которой исходная система играет роль элементарной, неделимой. При этом каждому уровню организации свойственна своя элементарная неделимая ячейка [Иерархия..., 1978]. Так, например, атом — элементарная ячейка молекулы и хотя он присутствует на любом уровне организации вещества, там есть свои элементарные ячейки (рис. 1).

Геоморфологическим объектам присуща геоморфологическая поверхность, рельеф, поэтому и для объекта и его элементов (объектов низшего ранга), кроме состава и структуры, обязательно такое свойство, как рельеф. Таким образом, любому геоморфологическому объекту любого уровня организации присущи три неотделимых качества: вещество, структура и геоморфологическая поверхность (форма), которые, будучи разорванными, «демонтируют» геоморфологический объект, переводят его в объект другой категории [Худяков, 1978; Морфоструктурные..., 1985]. Надо признать, что «классическая» геоморфология во многих случаях, «демонтируя» свои объекты исследования, занимается главным образом рельефом. Примером тому является учение о поверхностях выравнивания, которые якобы формируются безотносительно к вещественно-структурным комплексам. Однако уже доказано, что выравнивание — процесс, отражающий определенное состояние вещества и его структурной организации [Философов, 1964; Худяков, Никонова, 1975, 1979; Никонова, 1986].

Следует подчеркнуть, что нельзя ставить знак равенства между структурой элемента и тектонической структурой, так как последняя — лишь форма проявления первой. В таком случае геоморфологическая форма — проявление тектонического тела на поверхности Земли, т. е. выражение ее нового качества в связи с тем, что геологический объект оказывается в зоне перехода литосфера — надлитосфера. Условная формула геологического объекта (тела) может быть записана следующим образом: вещество — структура — геологическая форма; геоморфологического: вещество — структура — геологическая форма — геоморфологическая поверхность.

В геологии, однако, термин «структура» имеет различный смысл [Иерархия..., 1978]. В одном случае она понимается как связь элементов, образующих геологическое тело, — «внутренняя структура», в другом — и как тектоническая форма геологического тела, и как вторичное тектони-

ческое тело [Спижарский, [1973]]. Тектонические тела, как и геологические, имеют состав, структуру и форму, но это тела, сформировавшиеся в результате деформации исходных (первичных) геологических тел. В дальнейшем в словосочетании «вещественно-структурный» комплекс речь будет идти о телах, их составе, структуре и форме в понимании В. К. Живетьева и других [1974].

Принцип геолого-геоморфологической конформности. Наличие связей между геоморфологическими формами и геологическими структурами замечено давно. Так, например, «тектоничность» основных геоморфологических форм отмечалась еще в конце прошлого века В. Тейссеером [Николаев, 1962]. «В сущности говоря, законы развития рельефа появляются перед нами как частная форма, скрытая, измененная форма тех же самых законов развития структуры», — писал М. М. Тетяев [1934, с. 7].

Введение понятий «морфоструктура» и «морфоструктурный анализ» заложило теоретические начала нового направления в геоморфологии, занимающегося установлением различного рода соотношений между геологическим строением и геоморфологической поверхностью [Герасимов, 1948, 1959, 1985; Мещеряков, 1960, 1965; Флоренсов, 1964, 1965, 1976, 1978; Худяков, 1964, 1965, 1974, 1977]. Более подробно вопросы о развитии идей по морфоструктурным исследованиям рассматривались Флоренсовым [1976, 1978] и Г. И. Худяковым [1977, 1978]. При этом дискуссии не прекращаются и по сей день [Ласточкин, 1984; Юшманов, 1985].

Принцип геолого-геоморфологической конформности, обоснованный наиболее полно Г. И. Худяковым [1974, 1977, 1978], принимается нами в качестве базового, так как он основан на учете неразрывных связей между веществом и его структурой, формой и геоморфологической поверхностью. В наиболее полном виде принцип был сформулирован так: «Геоморфологическая поверхность конформна организующему ее однородному и однопорядковому с ней геологическому пространству» [Худяков, 1978]. Геолого-геоморфологической конформной системой Г. И. Худяков называет такую систему, где существует неразрывная морфогенетическая связь между геологическим телом, его строением (структурой), составом (веществом) и формой (геологической и геоморфологической). «По существу любая форма рельефа независимо от размера, возраста и происхождения конформна своей геологической основе» [Худяков, 1977, с. 11]. Из этого следует, что дисконформных геоморфологических поверхностей нет, так как любая геологическая структура имеет свою форму. Попав в зону перехода, литосфера — надлитосфера, она проявляется через геоморфологическую поверхность, приобретает некоторые новые свойства. М. М. Тетяев [1934] недаром назвал ее измененной, частной формой развития структуры. Иными словами, это продолжение и не скрытое, как считал М. М. Тетяев, а дальнейшее развитие геологической формы в новых условиях — в зоне действия как эндогенных, так и экзогенных сил.

Рост тектонической структуры возможен при определенных условиях, когда силы, формирующие тектоническую структуру, преобладают над сопротивлением вмещающей среды. Так, например, для формирования солянокупольной структуры необходимо, чтобы внутреннее давление в со-

ляной залежи начало преобладать над давлением вмещающих пород. Как только появится разность потенциалов, возникает возможность для перемещения вещества и формирования новых тектонических структур. Разность потенциалов на поверхности Земли может быть создана и чисто экзогенными силами, а эффект может оказаться схожим. Так, например, полагают, что снятие части нагрузки путем денудации может привести к всплыванию плутонов или соляных диапиров [Худяков, 1964; Шевченко 1978; Косыгин и др., 1985; Благоволин, 1985]. Таким образом, непрерывному изменению, развитию геоморфологической поверхности, осуществляемому путем удаления некоторой части вещества и изменения его структуры, сопутствует дальнейшее развитие тектонического тела и его наземной формы.

Принцип геолого-геоморфологической конформности за почти десятилетний период прошел всестороннюю проверку, которая осуществлялась как самим Г. И. Худяковым, так и его многочисленными последователями и учениками, к которым относят себя и авторы предлагаемой работы. Можно теперь с полным правом говорить, что под влиянием этого принципа сформировалась новая концепция — концепция геолого-геоморфологической конформности. Более того, исследования в других областях показывают, что концепция конформности имеет, по-видимому, более общее значение. Так, например, установлено наличие конформных связей между отдельными элементами морфоструктуры Земли и структурными элементами гидросферы и атмосферы [Сараев, Иванова, 1979; Морозова, 1980; Ежов, Ищенко, 1983; Борисов и др., 1985]. Обнаруживаются аналогичные связи в биологических, астрофизических и других системах, но они более лабильны, имеют различную устойчивость и поэтому не столь очевидны.

Основываясь на принципе геолого-геоморфологической конформности, Г. И. Худяков [1977, 1978] вкладывает несколько иное содержание в некоторые геоморфологические термины. Мы остановимся лишь на тех, которые будут фигурировать в настоящей работе. «Эндогенная форма рельефа — внешняя форма тектонической структуры» [Худяков, 1977, с. 10]. Здесь под тектонической структурой понимается тектоническое тело¹ с определенным содержанием (веществом), его структурой (строением) и формой. Отмечается, что эндогенная форма рельефа в редких случаях является точным слепком формы тектонической структуры. Скомпенсированная (смоделированная) в разной мере процессами экзогеоморфогенеза она менее структурна, чем исходная, глубинная тектоническая форма. Мы отдаем предпочтение термину эндогенная геоморфологическая форма. Тогда приведенная выше формулировка примет следующий вид: эндогенная геоморфологическая форма — внешняя форма геологических (тектонических) структур (тел).

Геоморфологическая форма «...чаще всего менее „структурна“, чем глубинная (подповерхностная) тектоническая форма» [Худяков, 1977, с. 10], так как она отвечает новому состоянию вещества в результате изменения P — T -условий в связи с его выходом на земную поверхность.

¹Здесь и далее тектонические структуры (тела) — частный случай геологических структур (тел).

Можно допустить, что это дальнейшее развитие содержания и формы, специфичное для зоны перехода литосфера — атмосфера, гидро- и биосфера (надлитосфера). Поэтому, строго говоря, эндогенных геоморфологических поверхностей почти нет, есть эндогенные формы, обусловленные эндогенными причинами. Если эндогенные геоморфологические поверхности преобразуются по мере их формирования, то эндогенные геоморфологические формы будут уничтожены только в том случае, если полностью будет уничтожено геологическое (тектоническое) тело. О. Г. Токкарский и В. П. Философов [1985] подчеркивают, что формы могут захороняться, консервироваться и снова проявляться в случае их вывода на земную поверхность.

Приведем определения ряда терминов, которые по смыслу сходны с определениями, данными Г. И. Худяковым [1974, 1977, 1978, 1982] и др. Они образованы по единому принципу, отвечающему основным положениям концепции геолого-геоморфологической конформности, и для удобства пользования приведены здесь в одном месте.

Геоморфологическая форма (поверхность)¹ — внешняя (наземная) форма (поверхность) геологических (тектонических) тел.

Эндогенная геоморфологическая форма (поверхность) — геоморфологическая форма (поверхность) эндогенных геологических (тектонических) тел, формирующаяся (сформированная) в зоне перехода литосфера—гидро-, атмосфера и биосфера (надлитосфера).

Экзогенная геоморфологическая форма (поверхность) — геоморфологическая форма (поверхность) экзогенных геологических тел, формирующихся в зоне перехода литосфера—гидро-, атмосфера и биосфера (надлитосфера).

Здесь в отличие от предыдущей формулировки выпущено слово «сформированная», так как экзогенные формы (поверхности) формируются непрерывно, сменяя одна другую.

Морфоструктура — тектоническая структура (тело) с конформной ей геоморфологической поверхностью [Худяков, 1977].

Сделанные здесь уточнения преследуют единственную цель: исключить возможность двойственного толкования термина геологическая (тектоническая) структура [Иерархия..., 1978]. Здесь в первую очередь отдается предпочтение геологическим (тектоническим) телам — совокупности вещества, структуры и формы.

Несмотря на то что в монографии речь идет только о морфоструктурах, необходимо привести определения и таких терминов, как геоморфологическая структура (геоморфоструктура) и морфоскульптура (эндогенная, экзогенная и эндогенно-экзогенная), так как морфоструктуры реально выделяются по совокупности эндогенных и экзогенных форм, образующих определенные сочетания в современном денудационном срезе.

Морфоскульптура — экзогенная денудационная, аккумулятивная и денудационно-аккумулятивная геологическая структура с конформной ей геоморфологической поверхностью» [Худяков, 1978, с. 8—9].

При детальном исследовании возникает необходимость различать

¹Здесь и далее форма поверхности, но ввиду схожести формулировки они приводятся вместе.

еще две простых категории морфоскульптур, определения которых даны по базовому термину «морфоскульптура». Эндоморфоскульптура — эндогенная геологическая структура (тело) с конформной ей экзогенной денудационной геоморфологической поверхностью. Экзоморфоскульптура — экзогенная геологическая структура (тело) с конформной ей аккумулятивной геоморфологической поверхностью.

Геоморфологическая структура (геоморфоструктура) — совокупность эндогенных, экзогенных и эндогенно-экзогенных геологических структур (тел) с конформными им геоморфологическими поверхностями [Худяков, 1978] : закономерное сочетание морфоструктур и морфоскульптур, выступающих как единое целое. Геоморфоструктуры это — фундаментальный объект геоморфологии, играющий роль элементарных ячеек на геоморфологических картах. Морфоструктуры — фундаментальные объекты морфотектоники и элементарные ячейки морфоструктурных карт, а морфоскульптуры — фундаментальные объекты динамической геоморфологии и элементарные ячейки морфоструктурных карт.

Морфоструктуры как геолого-геоморфологические категории являются одновременно объектами геотектоники (син. тектоники) и геоморфологической тектоники (морфотектоники). Геологи, как правило, геоморфологической поверхностью не занимаются или обращаются к ней главным образом на уровне тектонических комплексов [Кузнецов, 1977, 1985; Худяков, 1977, 1978; Иерархия..., 1978; Вотак, 1979, 1983, 1985; и др.]. Таким образом, вольно или невольно сфера морфотектонического анализа ограничивается геотектурами — крупными формами геоморфологической поверхности, соизмеримыми с тектоническими комплексами. Как же быть в таком случае с геоморфологическими формами геологических структур уровня формаций и более низких рангов? Не означает ли это, что значение концепции геолого-геоморфологической конформности ограничено уровнем геоструктурной группы?

Если исходить из определений: геоморфоструктура, морфоструктура и морфоскульптура, эндогенная и экзогенная геоморфологическая поверхность, то следует, что любая геологическая структура, выведенная на поверхность Земли, становится геолого-геоморфологическим объектом, начиная от уровня минерала и кончая по крайней мере внешними геосферами Земли такими, как глобальные зоны континентальных и океанических плит, складчатых поясов и зон Беньофа, срединно-океанических хребтов — рифтовых поясов. Другое дело, что современный морфоструктурный анализ ограничивается уровнем, занимаемым структурной геологией (см. рис. 1). Однако значение концепции геолого-геоморфологической конформности как раз и состоит в том, что она позволяет раздвинуть рамки морфоструктурного анализа от локального до глобального уровней. Так, например, геоморфоструктуре планеты Земля конформна вся ее современная геоморфологическая поверхность. Если обратиться к форме кристаллов, то несомненно, что более совершенными кристаллографическими очертаниями обладают те, которые растут в пространстве, где различия между контактирующими средами примерно такие же, какими являются различия между литосферой, с одной стороны, атмосферой и гидросферой — с другой.

В связи со сказанным понятно стремление поставить знак равенства между структурной геоморфологией и морфотектоникой [Худяков, 1977, 1978; Флоренсов, 1978; и др.]. Эти ограничения явно вынужденные, так как геоморфологи и не приступали к рассмотрению объектов рангов пород и минералов и есть единичные примеры, когда рассматриваются объекты глобальных уровней организации [Ежов, 1980а, б, 1981, 1986, Ежов, Худяков, 1982а, б, 1984; Асеев, 1984; Герасимов, 1986].

В дальнейшем мы оперируем терминами морфотектоника, морфотектоносфера и другими, определения которых необходимо дать, чтобы было ясно, что понимается под ними.

Ю. А. Косыгин [1983] считает, что объектом геотектоники (тектоники) является вся Земля и все ее структурные элементы, имеющие любое происхождение и находящиеся на любом уровне организации, что и отражено в рис. 1. По аналогии с этим объектом морфотектоники (геоморфологической тектоники) является структура Земли в целом, все ее структурные элементы любого происхождения и уровней организации, отраженные в ее геоморфологической поверхности — рельефе. Морфотектоника, таким образом, изучает строение и развитие морфоструктуры Земли и ее элементов.

Морфоструктурный анализ, замкнутый до недавнего времени в рамках структурной геоморфологии, равной по значению структурной геологии, рассматривал обычно объекты в верхней оболочке Земли — коре. Однако в последнее время появился ряд работ, позволяющий говорить о том, что в геоморфологической поверхности отражены, по-видимому, и события, происходящие в глубинных частях тектоносферы, до границы ядро—мантия [Ежов, Худяков, 1982а, б, 1984; Ежов, 1986]. Таким образом, объекты морфотектоники (геоморфологической тектоники) и тектоники уровней организации «формационная группа — глобальная группа» оказываются одинаковыми. Отличаются эти две дисциплины по предметам исследования. Морфотектоника придает значение как вещественно-структурному комплексу, так и конформной ему геоморфологической поверхности, а геотектоника (тектоника) ограничивается главным образом вещественно-структурными комплексами. Что же касается геоморфологической поверхности, то она воспринимается больше как геометрическая категория (плоская, выпуклая, вогнутая и т. д.) без учета того, что она деформируется вместе с деформацией вещественно-структурного комплекса. Образно выражаясь, геоморфологическую поверхность чаще всего воспринимают как своего рода корку, которую можно «оторвать» и производить с ней любые манипуляции. Это все равно, что попытаться отделить поверхность кристалла от его формы и содержания.

Структурная геоморфология не является синонимом морфотектоники. Она изучает морфоструктуры и морфоскульптуры уровня геоструктурных и формационных групп или их совокупность (см. рис. 1). Вместе с тем, являясь частью морфотектоники, структурная геоморфология может изучать отдельно морфоструктуры и морфоскульптуры, так как на ее уровне вещественно-структурные комплексы и конформные им геоморфологические поверхности уже вполне различимы. Следует ожидать, что на уровне пятого—седьмого рангов они почти равнозначны; в рангах восьмом—десятом преобладают эндогенные геоморфологические формы,

а в рангах третьем—пятом — экзогенные. По-видимому, с переходом от ранга к рангу осуществляется постепенный переход от количества к качеству, а на границах групп — резкий переход количества в качество. На рис. 1 показано, что границы морфотектоники еще не установлены окончательно. Уже сегодня можно говорить, что рельефообразование при карстовых процессах, например, происходит на уровне порода—минерал, а при формировании рельефа континентов затрагиваются и глобальные зоны.

В предлагаемой работе речь идет в основном о морфоструктурах, геоморфологическая поверхность которых эндогенно обусловлена и конформна тектоническим структурам. В рассмотрение вовлечены морфоструктуры от уровня глобальных зон (десятый ранг) до геоформационного уровня (ранг пятый). Однако собственный опыт картографирования сосредоточен в пределах объектов шестого—седьмого рангов, которым уделено максимальное внимание.

В заключение сформулируем цели и задачи морфотектоники и морфотектонического картографирования, методы решения которых будут описаны в последующих главах.

Предмет морфотектоники — связи между вещественно-структурными геологическими комплексами и конформной им внешней геоморфологической поверхностью.

Цель морфотектоники — выявление однородных и однопорядковых конформных соотношений между геоморфологической поверхностью и организующими их эндогенными элементами геологического пространства и формирование на этой основе поля возможных практических действий (полезные ископаемые, инженерная геология, землепользование и т. д.).

Основной метод морфотектоники — морфоструктурный анализ и синтез с системой операционных приемов, позволяющих изучать запечатленные в вещественно-структурном комплексе и конформной ему внешней геоморфологической поверхности результаты действия потоков энергии—массы и выявлять основные характеристики геолого-геоморфологических (морфотектонических) объектов путем сравнения места, занимаемого ими в сконструированной системе морфогенетических типов морфоструктур. Это место определяется по вещественным результатам выбранных эталонных процессов, присущих соответствующему типу морфоструктур.

Цели морфотектонического картографирования определяются необходимостью картографического моделирования заданного морфотектонического пространства и его расчленения, с которым предполагается дальнейшая научно-практическая деятельность.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Проблема картографического отображения изучаемых объектов — одна из главных в геолого-географических исследованиях. Морфоструктурное картографирование — относительно новое направление в геоморфологии, основанное на принципах и методах морфоструктурного (структурно-геоморфологического) анализа. Соответственно ему свойственны все основные трудности роста: выбор концептуальной базы, четкое определение основных понятий, разработка классификационной основы и легенды, определение элементарной ячейки картографирования и т. д.

Основная задача, решаемая в процессе морфоструктурного картографирования, — это районирование геологического пространства по ряду признаков (элементы, свойства, процессы) с последующим синтезом в однотипные, многопорядковые системы моделей объемных образований — морфоструктур. Согласно первоначальному определению, понятие «морфоструктура» охватывает крупные целостные орографические и структурно-геологические образования, хорошо видимые на геологических и гипсометрических картах [Герасимов, 1948; Мещеряков, 1957]. Соответственно целью морфоструктурного анализа является «раскрытие особенностей строения и развития Земли на основе изучения закономерностей связи поверхности и недр» [Мещеряков, 1965, с. 3]. Создание фундамента целостной теоретической базы и формирование основных понятий морфоструктурного анализа способствовало значительному прогрессу в геоморфологии. В первую очередь это связано с привлечением широкого диапазона данных по геологии, тектонике и геофизике для более глубокого познания развития геоморфологической поверхности.

Однако некоторые нечеткости определения основного понятия породили множество противоречий, уточнений и дополнений, порой значительных [Уфимцев и др., 1979]. Наиболее существенные разногласия касаются эндогенной составляющей. Это не могло не сказаться на однозначности выявления морфоструктур и качестве составления их картографических моделей. И если совершенствование частных методов морфоструктурного анализа шло успешно, то разработка методов и принципов морфоструктурного картографирования остается в неудовлетворительном состоянии.

Прочно вошло в практику научно-исследовательских работ мелко-масштабное геоморфологическое картографирование, основанное на морфоструктурном подходе. Разработано несколько классификаций и легенд для различных типов карт: морфогенетических, генетических, историко-генетических, морфохроногенетических [Геом. картоведение..., 1973; Спиридонов, 1975; Геоморфологическое картирование, 1978; Башенина, Леонтьев, 1984]. Наряду с этим в практике средне- и крупномасштабного геоморфологического картографирования эндогенным процессам уделяется незначительное внимание. Часто структурно-геоморфологическими

5017

(или геоморфологическими на морфоструктурной основе) называют обычные геоморфологические карты с элементами неотектоники и морфоструктуры [Лазаревич, 1978].

Отсутствие единой системы принципов средне-, крупномасштабного, а в значительной мере и мелкомасштабного морфоструктурного картографирования на фоне быстрого развития методик морфоструктурного анализа в целом объясняется несколькими причинами. Наиболее распространенное на данный момент определение морфоструктуры включает в себя в качестве ключевого понятие «крупные элементы рельефа». При таком подходе наиболее продуктивным, если не единственно возможным, оказалось картографирование крупных целостных орографических единиц (равнины, плато, хребты и т. д.) в их связи с геологическим строением.

Следуя данной парадигме, на уровне средне- и крупномасштабных построений морфоструктурные единицы почти не выделяют, а морфоструктурные карты подменяются геоморфологическими с показом на них структурных форм рельефа. Часто отражение целостных форм вообще заменяется выделением их элементов — плоскостей, граней, т. е., по сути, поверхностей и реализуется в рамках генетического [Борисевич, 1950; Ермолов, 1958] и аналитического [Ганешин и др., 1972] направлений. Считается, что на аналитических картах отчетливо вычитываются морфоструктурные особенности и категории морфоструктурного районирования [Чемеров, 1978]. Делаются попытки перенести этот принцип и на мелкомасштабные исследования. Специфика и достоинства морфоструктурной карты при таком подходе сводятся на нет, хотя главное назначение этой карты — отражать взаимосвязь геологического строения и геоморфологической поверхности как единой целостной системы.

Дальнейший прогресс в развитии морфоструктурного картографирования связан, по нашему мнению, с понятием морфоструктуры как объемной категории — геологического тела, выраженного тем или иным образом в геоморфологической поверхности. Перспективность такого подхода доказана при мелкомасштабных исследованиях как платформенных территорий [Мещеряков, 1965], так и складчатых областей [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, 1977], а также при картографировании морфоструктур центрального типа (МЦТ) [Карта..., 1977]. Морфоструктуры в общем виде определяются как геологические тела, испытывающие воздействие процессов экзоморфогенеза, а при создании картографических моделей, особенно среднемасштабных, акцент ставится на отражение генетических и морфогенетических свойств. Наиболее детально этот вопрос был рассмотрен В. В. Соловьевым в применении к МЦТ [Соловьев, 1978а, б.]. За теоретическую основу при этом принимались положения геолого-морфологического анализа, в рамках которого «понятия морфоструктура и структура не противопоставляются, поскольку раскрывают единую геологическую систему» [Соловьев, 1978б, с. 10]. Предпринята попытка разносторонней систематизации структур центрального типа по ряду признаков: морфологии, латеральным размерам, происхождению и вещественно-генетическим, что учитывалось при составлении конкретных легенд. Основными картируемыми элементами служат целостные синтетические категории — морфоструктуры центрального

типа. При этом рекомендуется несколько типовых легенд в зависимости от целевой направленности и масштаба. Основные изобразительные средства используются для отражения генезиса на моделях среднего и крупного масштабов и морфологии — на моделях мелкого масштаба. Разработки нашли отражение при составлении карты морфоструктур центрального типа СССР масштаба 1:10 000 000 [Карта..., 1977].

Были предприняты попытки отразить в морфоструктурных картах и элементы глубинного строения, такие как гранитизация, базификация, квазистабильность [Шевченко, 1978]. Считая морфотектоническое картографирование назревшим передовым направлением геолого-геоморфологических исследований, М. В. Пиотровский [1975, 1978] предлагает в содержание морфоструктурных карт включать следующие элементы: 1) морфоструктуры и их поверхностно-генетические характеристики; 2) геологическое строение (выборочно); 3) разломы; 4) глубинное строение; 5) геофизические характеристики; 6) характеристики напряжений и деформаций; 7) генетические характеристики морфоструктур; 8) планетарные планы ротационного генезиса; 9) обобщающие характеристики морфотектонического плана; 10) черты экзогенных процессов и обработки морфоструктур.

Большие возможности для геоморфологического картографирования и его структурной (морфоструктурной, морфотектонической) ветви открывает учение Н. А. Флоренсова [1965, 1971 1976] и его последователей о геоморфологических формациях и геоморфологической структуре. Под геоморфологической структурой он понимает внутрикоровую геологическую среду, как совокупность структурно-вещественных (статических и динамических) свойств геологического субстрата, которые получили или могут получить свое выражение в рельефе. Реализация этих свойств в конкретной тектонической и географической ситуации приводит к образованию объемной категории — геоморфологической формации — предполагаемой основы структурно-геоморфологического картографирования. Детализация учения о геоморфологических формациях с целью довести его до картографического воплощения находится только в стадии разработок [Геоморфологические формации..., 1978]. Единство структуры геологического субстрата, геоморфологической формы, климатического воздействия и баланс вещества, являющееся сутью учения о геоморфологических формациях, не получило своего логического завершения в виде законченной картографической модели. Скорее всего, это можно объяснить тем, что при проведении формационного геоморфологического анализа исследователи пользуются методологической базой, не соответствующей решаемой задаче. Фактически определяются не единство, а лишь связи геоморфологической поверхности с геологическим субстратом и т. д.

Такой новой методологической базой может служить концепция геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1974, 1977]. Первым этапом на этом пути является собственно морфотектоническое (геоморфотектоническое) картографирование. Предмет исследования и элементарная ячейка картографирования в этом случае — морфоструктура. В рамках морфотектонического анализа для создания картографических моделей Г. И. Худяковым предложены целый комплекс исследований и

их последовательность [Худяков, 1977; Морфоструктурные..., 1985]. Им впервые [Худяков, 1977] был применен принцип совмещения в единой картографической плоскости трех основных начал: вещества, структуры и формы (тектонической и геоморфологической), который широко используется и авторами настоящей работы.

Создание мелко- и среднемасштабных картографических моделей на основе концепции конформности доказывает целесообразность применения морфогенетического подхода, когда отражаются единые целостные образования [Худяков, 1977; Тащи, Никонова, 1980; Тащи, Ермошин, 1982]. Морфоструктурное картографирование, как и геоморфологическое вообще, должно «...изображать не сам рельеф, ибо он непосредственно обозреваем на плановых снимках и топографических картах, а то, что из него следует для: 1) выводов о способе образования и истории развития земной поверхности; 2) вывода о равнодействующей современных процессов, о тенденции дальнейшего развития; 3) заключения об условиях создания режима и оптимального размещения объектов народного хозяйства» [Флоренсов, 1978, с. 85—86]. Составление морфоструктурных карт — не самоцель, это промежуточный этап структурно-геоморфологических исследований.

В заключение краткого обзора по состоянию рассматриваемой проблемы хочется подчеркнуть, что «необходимо разрабатывать не новые легенды карт..., а новые принципы их составления» [Флоренсов, 1978, с. 87]. В связи с этим следует акцентировать внимание на двух аспектах. Разработка принципов создания легенд и картографических моделей всегда должна основываться на определенной теоретико-методологической базе, включающей концептуальный понятийный и классификационный аппараты. Чем больше несоответствий внутри них, тем более сложны легенды, более противоречивы создаваемые картографические модели.

Зачастую картографическое моделирование осуществляется прямо противоположным путем. На карте (или чаще картосхеме) показываются какое-либо свойство или ряд свойств, необходимых для дальнейших выводов и разработок. Затем составляется легенда, в которой кодируется то, что уже отражено в модели и лишь затем исследователь начинает думать, что же все-таки он изобразил и в рамки каких теоретических понятий ему нужно вписаться. Именно поэтому вопрос о содержании морфоструктурных карт находится в состоянии постоянной дискуссии, нет четких различий между морфотектоническими, морфоструктурными и структурно-геоморфологическими картами.

Из изложенного становится ясно, что проблема морфотектонического картографирования не может быть удовлетворительно решена без разработки теоретической базы, включающей в себя, кроме общетеоретических принципов, еще и вопросы классификации и иерархии картографируемых объектов и процессов. В наших разработках принцип геолого-геоморфологической конформности (общетеоретический) овеществлен в понятиях «потоков энергии—массы» и в первую очередь «эндогенных потоков», образующих морфоструктуры и их системы. Идея об эндогенных потоках в применении к геоморфологии и морфотектонике в первую очередь может служить конкретной концептуальной базой при создании картографических морфотектонических моделей (см. следующие главы).

ПОТОКИ ЭНЕРГИИ—МАССЫ И ИХ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СЛЕДСТВИЕ

Ф. Энгельс, указывая на первостепенность исследования движения, отмечал: «Всякое движение связано с каким-нибудь перемещением... Поэтому его необходимо исследовать раньше всего остального» [Энгельс, 1852, с. 44]. И далее: «... основной формой всякого движения является приближение и удаление, сжатие и расширение, — короче говоря, старая полярная противоположность притяжения и отталкивания» [Там же, с. 46]. Это принцип полярности. «...Можно считать почти установленным, что происходящие на солнце механические движения протекают исключительно из конфликта теплоты с тяжестью» [Там же, с. 12]. Приведенные здесь выдержки из «Диалектики природы» указывают на фундаментальность понятия об эндогенных потоках энергии—массы, обусловленных «конфликтом теплоты с тяжестью», разностью сил гравитации и антигравитации: преобладание первых ведет к сжатию, а вторых — к расширению, их примерное равенство характерно для квазипотока и, следовательно, квазистабильного состояния масс отдельных участков Земли.

В геоморфологических исследованиях значение учения о потоках показано Н. А. Флоренсовым [1978] при объяснении роли эндогенных процессов в геоморфогенезе. В отношении формирования геоморфологической поверхности Н. А. Флоренсов ограничился понятием «литодинамический поток», которое предполагает в основном механическое перемещение твердого вещества Земли. В этом случае вполне правомерен подход, позволяющий отвлечься от геохимической эволюции вещества Земли.

Изучение объемных геоморфологических объектов, т. е. морфоструктур, предполагает необходимость не только совместного рассмотрения триады вещество — структура — геоморфологическая поверхность, но и необходимость более полно представить себе хотя бы основные особенности процессов, ответственных за перемещение вещества и его эволюцию, так как только при таком подходе можно наиболее полно применить принципы симметрии, актуализма, униформизма, историзма и структурализма. В связи с этим понятие о потоках энергии — массы является более общим, более емким и разносторонним, чем понятие «литодинамический поток».

Поток энергии—массы в морфотектонике непосредственно наблюдать и измерить удастся очень редко из-за крайне малых скоростей и длительности перемещения масс. Имеющиеся инструментальные измерения в большинстве случаев охватывают лишь небольшой отрезок исторического периода и малочисленны. Становится ясным, что обычно поддается наблюдению не сам поток, а его следствие — геологические тела определенного состава, структуры, тектонической и геоморфологической формы. Поэтому в ряде случаев можно дать лишь качественную характеристику

потоков. Возможность количественных измерений резко уменьшается по мере продвижения от поверхности Земли к ее более глубоким частям. Поскольку основные модели морфоструктур представляются главным образом в виде карт и схем, изучению «застывших» на поверхности Земли потоков придается большое значение при морфотектоническом картографировании.

В соответствии с принципом полярности представляется целесообразным выделение трех составляющих: двух полярных противоположностей и категории, переходной между ними, когда нельзя отдать предпочтение никакой из двух первых. Так, например, известны три основных типа горных пород, три типа земной коры, три главных тектонических комплекса и т. д. Необходимо подчеркнуть, что «триадный» принцип нарушается, если в рассмотрение вовлекаются разноранговые объекты. По нашему мнению, в этом кроются основные причины споров между сторонниками и противниками принципа геолого-геоморфологической конформности. Мы стремились по мере возможности следовать «триадному» типу деления, и там, где это нам не удавалось, причина, по видимому, была в пробелах наших знаний.

Авторы отдают себе отчет в том, что потоки энергии—массы обладают бесчисленными свойствами и характеристиками. Выбран лишь тот минимум свойств, который, по нашему мнению, достаточен для целей морфотектонического картографирования: направленность, интенсивность, геометрия, генезис и некоторые другие.

НАПРАВЛЕННОСТЬ ПОТОКОВ

Чтобы обнаружить наличие движения масс, их потоков, необходимо иметь какой-то репер, точку координат, определить относительно чего и в каком направлении происходит движение. Очень важно, куда будет «помещен» наблюдатель, относительно которого определяется направление движения потока. О. П. Саповым [1980] было показано, что в зависимости от положения начала системы координат будут и кажущееся направление потоков, и их «искривления». Это начало, согласно О. П. Сапову, может быть независимым, фиксированным и «блуждающим» (рис. 2). Каждая система имеет свои преимущества и недостатки.

Н. А. Флоренсов [1978] при исследовании литодинамических потоков помещает начало системы координат в центре каждой геоморфологической формы. Центробежность и центростремительность потоков в соответствии с этим определяется для каждой формы отдельно. При подобном подходе возникает ряд неудобств; например, необходимо выделить столько начал систем координат, сколько картографируется геоморфологических форм. Если учесть, что в пределах одной картографической модели могут оказаться объекты двух—трех рангов, то добавится и еще некоторое количество центров. Второе неудобство заключается в том, что один и тот же поток может считаться и центростремительным, и центробежным. Так например, литодинамический поток, спускающийся по склону, общему как для положительной, так и для отрицательной формы, относительно первой будет восприниматься как центробежный, а относительно второй — как центростремительный. Возможно, для гео-

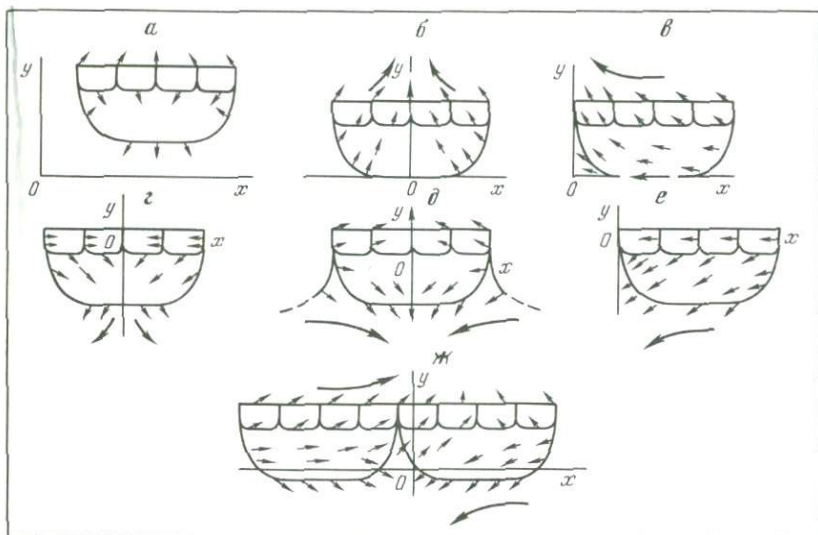


Рис. 2. Изменение характера тектонических смещений в зависимости от расположения начала системы координат в разных частях деформируемого блока. Величина малых стрелок качественно отражает величину относительного смещения частиц блока в выбранной системе. Крупные фигурные стрелки обозначают обобщенные векторы смещений, характеризующие тектонические механизмы [Сапов, 1980]

морфологических и даже структурно-геоморфологических целей множество центров потоков и их двойственность целесообразны, но для целей объяснения механизма формирования и развития морфоструктур они уже недостаточны.

Морфоструктурообразование связано с процессами не только механического характера, но и физико-химического (геохимического) преобразования и эволюции вещества. Геоморфогенез осуществляется через перераспределение глубинных масс, которое на поверхности выражается посредством возникновения и развития различных морфогенетических типов морфоструктур со свойственной им геоморфологической поверхностью, конформно организованной однопорядковым вещественно-структурным комплексом, однородным с ней. Для характеристики совокупности разноглубинных, разноуровневых потоков и их производных необходимо, насколько это возможно, избавиться от тех недостатков, которые были указаны выше. Это может быть достигнуто, если начало системы координат поместить в центре морфоструктуры наиболее высокого порядка, какой является планета Земля. По Ю. А. Косыгину [1983], это геоцентрическая система отсчета, которая и принята нами. При необходимости таким же образом можно поступать по отношению к любой геолого-геоморфологической системе любого иерархического уровня. Главное здесь состоит в том, что необходимо неукоснительно соблюдать принципы одноранговости и симметрии (центр объекта). Для системы морфоструктур Земли ее центр и является местом начала системы координат, относительно которого может быть определена направленность любого потока, функционирующего в ее пределах. Таким образом, по

направленности выделяются три основных типа потоков: центробежный, центростремительный и горизонтальный, имеющие различную морфо-структурообразующую роль. В некоторых случаях возникает необходимость оперировать таким понятием, как квазипоток.

Центробежный поток энергии—массы, являясь следствием борьбы противоположностей: гравитации—антигравитации (сжатия—расширения, уплотнения—разуплотнения), отражает состояние, при котором антигравитационная составляющая преобладает над гравитационной. Чем больше эта разница, тем ощутимее избыток вещества, создаваемый в более высоких геосферных оболочках Земли. Основным объектом эндогенной морфотектоники является морфоструктура, поэтому нас в первую очередь интересуют потоки, которые образуют избыток вещества, выраженный в геоморфологической поверхности, т. е. такие потоки, которые хотя бы в небольшой своей части достигли земной поверхности.

Здесь возможны три варианта: поток достиг поверхности в результате пронизывания всех оболочек (слоев), расположенных над местом (центром) его зарождения; поток достиг поверхности в результате удаления каким-либо путем материала перекрывающих его оболочек, например, при денудации; наконец, третий вариант — сочетание двух первых. Во всех трех случаях геоморфологический эффект в конечном счете будет примерно одинаковым, если принимать во внимание природу, генезис конкретного потока и то, что денудация осуществляется без существенного нарушения конформных связей между вещественно-структурной основой «откапываемой» тектонической формы и возникающей при этом геоморфологической поверхности. Достаточно указать на то, что древнейшие структуры — гнейсовые купола прекрасно выражены в современном рельефе. Здесь, по-видимому, первостепенное значение имеет то, что результат деятельности потоков (тектонические формы) выведен на современную поверхность, и менее важно, каким образом это произошло. Центробежный поток в соответствии с принципами симметрии в гравитационном поле Земли в идеальном случае должен быть вертикальным (радиальным), однако из-за действия явления дисимметрии, он может отклоняться от нормали в пределах $0—90^\circ$, т. е. вплоть до перехода в горизонтальный. Такой отклонившийся от нормали центробежный поток может быть назван центробежным наклонным в отличие от центробежного радиального. Создавая избыток вещества на поверхности Земли, эти две разновидности центробежного потока образуют геологические тела определенного состава, структуры и формы, которым конформна выпуклая геоморфологическая поверхность. Сочетание вещества, тектонической структуры и геоморфологической формы обеспечивает создание и функционирование положительной морфоструктуры.

Центростремительный поток энергии—массы является противоположностью центробежного. Здесь вещество и энергия направлены к центру Земли; вследствие этого создается некоторый дефицит вещества, который ведет к образованию отрицательных морфоструктур и, в конечном счете, отрицательных форм геоморфологической поверхности. У центростремительного потока тоже существуют две разновидности: радиальная и наклонная.

Горизонтальный поток энергии—массы в отличие от двух предыдущих является тангенциальным, касательным. Материальные точки тела и их совокупность в данном случае не должны удаляться или приближаться к началу геоцентрической системы координат. В связи с тем, что наше космическое тело имеет форму геоида, а не шара, это идеальное условие соблюдается частично.

В геологии и геоморфологии, когда положение начала центра координат скрыто от наблюдателя, направленность движения на практике приходится определять относительно соседних объектов, движущихся в других направлениях или находящихся в «покое». В этом случае горизонтальными считаются такие движения, когда материальные точки движущегося блока, перемещаясь по латерали, не испытывают вертикальных перемещений или они настолько малы, что ими можно пренебречь. В последние два десятилетия горизонтальным движениям, в связи с развитием идей «тектоники плит», придается большое значение [Новая глобальная..., 1974; Дрейф континентов, 1976; Артюшков, 1979; Герасимов, 1984, 1986; и др.]

Непосредственная морфоструктурообразующая роль горизонтальных движений незначительна. Так, согласно «тектонике плит», формообразование, а следовательно, и структурообразование связаны с границами плит, где происходит трансформация потока от горизонтального к центростремительному или центробежному и/или от двух последних к горизонтальному. Отмечается, что «... горизонтальные движения не приводят сам по себе к существенным изменениям строения коры и литосферы внутри плит» [Артюшков, 1979, с. 99]. К аналогичному выводу пришли О. А. Вотак [1985] и другие исследователи.

Растекание вещества — процесс, описываемый для аномальной мантии, по-видимому, происходит примерно так, как это предполагается для гнейсовых куполов — не горизонтальное течение, а стекание вещества по склонам куполов. Рассматривая схему движения литосферных плит, ставшую уже классической, можно видеть, что структурообразование (формообразование) имеет место только в местах отклонения потоков от горизонтали. Действительно, если центробежный поток ответственен за формирование положительных морфоструктур, а центростремительный — отрицательных, то каков знак морфоструктур, образованных горизонтальным потоком?

Отрыв одного блока от другого и их относительное удаление — явление в природе довольно обычное (трещины усыхания, морозобойные трещины и т. д.). Такую же возможность предусматривает и «тектоника плит», однако здесь есть свои пределы, которые тем меньше, чем больше мощность плит, вовлеченных в горизонтальное движение. Рассмотрим несколько наиболее распространенных случаев (рис. 3): образование отрицательных форм связано с растягивающими усилиями (рис. 3,2), а положительных — с усилиями, направленными одно к другому (рис. 3,1). Во всех случаях мы видим, что происходит трансформация горизонтальных движений. Именно они и приводят к образованию морфоструктур. Более сложные типы связаны с участием вертикальных движений, не имеющих непосредственного отношения к горизонтальным (рис. 3,3). Вместе с тем нельзя отрицать, что структурообразование

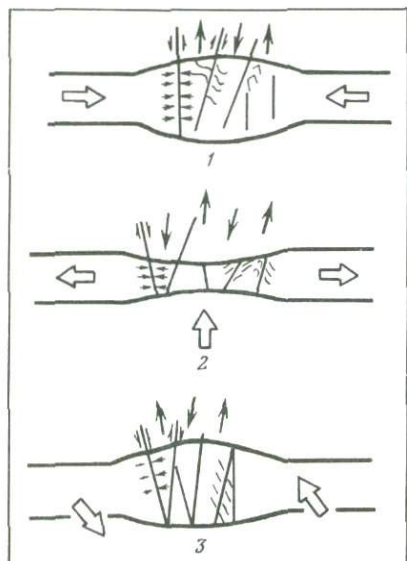


Рис. 3. Схема, показывающая, что формообразование связано с центробежными движениями или трансформацией горизонтальных движений [Паталаха, 1981]

1 — положительная форма возникает при трансформации горизонтального сжимающего потока; 2 — отрицательная форма возникает при трансформации горизонтального растягивающего потока; 3 — формирование положительной формы наклонными потоками. Активные усилия показаны крупными стрелками, более мелкими — дифференцированные движения отдельных блоков

при горизонтальных движениях в принципе возможно, но необходимо подчеркнуть, что при этом морфоструктуры не формируются.

К в а з и п о т о к — понятие, характеризующее несколько различных состояний: 1) равенство разнонаправленных одновременных потоков; 2) исчезающе малую их относительную скорость; 3) зону перехода потока одного направления в противоположно направленный поток (точки перегиба); 4) случаи неопределенности выводов, обусловленные несовершенством методов наблюдения и измерения; 5) комбинации простых (1—4) случаев. Анализ может проводиться только с использованием принципа историзма. Если имеет место равенство потоков или исчезающе малое преобладание одного потока над другим, то формообразование не происходит или им можно пренебречь. Смена направления движения потоков (случай 3) проявляется в виде кратковременной, мгновенной остановки движения, а следовательно, и прекращения формообразования. В практике морфотектонических исследований встречаются случаи, когда восходящие потоки только «касаются» поверхности Земли, а нисходящие только слабо намечаются.

Несовершенство методик наблюдения, измерения и воспроизведения в ряде случаев может приводить к неоднозначности выводов. Перечисленные примеры в реальной обстановке будут выглядеть как «отсутствие движения». Такие состояния энергии—массы приводят к «формированию морфоструктур без знака» — квазиморфоструктур.

Объяснение разнообразия тектонических форм, возникших в результате действия какого-либо одного из видов потоков (расширяющаяся, сжимающаяся Земля, «тектоника плит» и др.), в конечном счете приводит к неопределенности выводов и малой эффективности описываемых механизмов. Все три вида потоков (два вертикальных и горизонтальный) не могут существовать один без другого, так как в противном

случае наступит время, когда вещество от одного полюса переместится к другому и движение прекратится [Энгельс, 1956]. Здесь важна относительная интенсивность потоков. Формообразующим является тот поток, интенсивность которого больше. В связи с тем, что, как было показано, горизонтальный поток непосредственно геоморфологических форм не образует до тех пор, пока он не будет трансформирован в вертикальные потоки, ведущая морфоструктурообразующая роль принадлежит центробежным (положительным) и центростремительным (отрицательным) потокам энергии—массы. Все остальные случаи, в том числе и горизонтальный поток, характерны для состояния «квазиморфоструктура», сформированная «квазипотоком».

Определение направления действия потока, его скорости, интенсивности и других его характеристик возможны только в историческом аспекте. В морфотектонике выводы о параметрах потоков делаются главным образом на основании изучения геологических тел и тектонических структур.

Изложенные представления о направленности потоков энергии—массы и их морфоструктурообразующего значения позволяют уточнить данные нами ранее [Тащи, Ермошин, 1982] определения — положительная и отрицательная морфоструктуры и квазиморфоструктура.

Положительная морфоструктура — морфоструктура, формируемая (сформированная) центробежным потоком энергии—массы с конформной ему выпуклой геоморфологической поверхностью.

Отрицательная морфоструктура — морфоструктура, формируемая (сформированная) центростремительным потоком энергии—массы с конформной ему вогнутой геоморфологической поверхностью.

Квазиморфоструктура — морфоструктура, формируемая (сформированная) квазипотоком энергии—массы без заметной деформации исходной геоморфологической поверхности. Квазиморфоструктурам могут относиться и такие, которые формируются или сформированы почти горизонтальным потоком энергии—массы. Квазиморфоструктуры обнаруживаются главным образом по системе эндоморфоскульптур, приуроченных к безамплитудным или малоамплитудным дизъюнктивам. Они обозначают собой каркас морфоструктуры, тектоническое тело которой только касается поверхности Земли независимо от того на какой стадии развития оно находится. В этом случае связь между триадой вещество — структура — форма или не обнаруживается или устанавливается фрагментарно и с трудом из-за квазидеформаций комплексов исходной морфоструктуры.

Эти определения в дальнейшем фигурируют в качестве аксиом и положены в основу при составлении морфоструктурных карт, где выделены три царства морфоструктур: положительные, отрицательные и квазиморфоструктуры. Таким образом, самостоятельное и решающее значения в морфоструктурообразовании имеют центробежный и центростремительный потоки. В ряде случаев они отклоняются от вертикали, но от этого их сущность не меняется, так как при этом возрастает только длина пути потока.

ВЫВОДЫ

1. По направленности выделены три типа потоков энергии—массы с подтипами: центробежный (радиальный и наклонный); центростремительный (радиальный и наклонный); квазигоризонтальный (тангенциальный).

2. Каждый поток формирует морфоструктуры определенного типа: центробежный — положительные с выпуклой геоморфологической поверхностью; центростремительный — отрицательные с вогнутой геоморфологической поверхностью; квазипоток формирует квазиморфоструктуры — «морфоструктуры без знака».

3. В природе функционируют одновременно все три потока, но геоморфогенез определенного типа осуществляется при преобладании какой-либо одной составляющей.

ГЕОМЕТРИЯ ПОТОКОВ

Следствием геометрии потоков являются такие характеристики морфоструктур, как абсолютная и относительная высоты геоморфологической поверхности, форма в горизонтальном и вертикальном сечении, объем и ряд производных (форма склонов, крутизна и т. д.). Все величины, которые могут быть измерены у конкретных объектов, отличаются от истинных, поскольку часть материала удалена процессами денудации. Однако при достаточно большом объеме выборки, особенно с учетом возраста морфоструктур и их положения в определенных ландшафтно-климатических зонах, можно получить представительные данные, пригодные для выводов о роли и мощности (интенсивности) потоков в формировании морфоструктур различных морфогенетических типов и рангов, характерных для той или иной морфотектонической зоны Земли.

К сожалению, в настоящее время почти нет морфоструктурных карт, построенных в строгом соответствии с положениями концепции геолого-геоморфологической конформности. Это обстоятельство не позволяет в большинстве случаев привести необходимый статистический материал.

Абсолютная высота (длина) потока. Принято считать, что уровень Мирового океана отражает равновесие между континентальными массами, с одной стороны, и океаническими (литосфера и гидросфера) — с другой. Он обычно принимается в качестве репера, от которого ведется отсчет абсолютных высот по вертикали. Геоморфологи и геологи, имея дело с топографическими картами, обычно пользуются абсолютно высотными характеристиками форм геоморфологической поверхности. Так, во всяком случае, поступают при характеристике гор.

Недостатки метода заключаются в способе отсчета. Все, что располагается выше уровня моря, считается положительной величиной, а ниже — отрицательной. Увязывая эту систему отсчета с направленностью морфоструктурообразующих потоков, мы сразу же входим в противоречие с принятым нами принципом выделения положительных и отрицательных морфоструктур. Так, например, любой центробежный поток, не достигший уровня моря, будет иметь абсолютную отметку со зна-

ком «—»; центростремительный поток на континенте, «не дотянувшийся» до уровня моря, получит отметку со знаком «+». Более того, любой вертикальный поток, пересекающий этот рубеж, будет иметь два знака: надводная его часть — «+», а подводная — «—». При таких характеристиках исследователю не удастся определить, какова же длина морфоструктурообразующего потока, его интенсивность. Если принять во внимание такие высокоранговые морфоструктуры, как континенты, плиты и складчатые области, то сразу станет очевидным, что уровень моря для них ничего особого не дает, так как их «корни» находятся значительно глубже. Мерилом относительной интенсивности (длины) потока, сформировавшего орогенную систему, например, должно служить расстояние от основания «корней гор» до наиболее высокой вершины.

Метод абсолютных высот применим при сравнении одноранговых и близко разновозрастных структур, находящихся примерно в одинаковых условиях, и возможно близких морфогенетических типов, причем континентальные морфоструктуры должны рассматриваться отдельно от подводных. Чем больше ранг рассматриваемых морфоструктур, а часто и их площадь, тем больше будут сказываться недостатки метода. Ю. П. Масуренков [1979] сделал вывод о том, что абсолютная высота вулканов на континенте отражает способность потока переместить магматогенное вещество выше уровня моря. Этот вывод, по-видимому, будет справедлив и для потоков разной природы, но уровень моря как репер все же мало пригоден. Абсолютную высоту потока определить зачастую невозможно, так как можно измерить лишь его «геоморфологическую» часть, если глубина зарождения потока не установлена каким-либо другим путем (геофизическими методами, например).

Относительная высота (длина) потока. При определении относительной высоты геоморфологической формы фиксированный общепринятый уровень отсутствует. Он устанавливается каждый раз в зависимости от целей исследования. Тут существует одно правило: всегда надо четко указывать относительно чего определяется высота. Обычно за начало отсчета принимается во внимание основание положительной формы или максимальная высота бортов — отрицательной. Основные недостатки метода: «блуждание» уровней отсчета даже в пределах небольшой площади; при измерении сопряженных форм разного знака возникает необходимость вводить дополнительные условия и тогда уровень может оказаться «скользящим»; неоднозначность понятий «основание» и «кромка» формы.

Повысить эффективность метода и воспроизводимость результатов можно, если при измерениях будет учитываться ранг, а при необходимости и порядок морфоструктуры. На рис. 4 показаны морфоструктуры трех рангов. Определить высоту (интенсивность) потока для морфоструктуры высшего ранга в данном случае нельзя, так как здесь не изображено ее основание. На рис. 4 видно, что интенсивность потока морфоструктуры низшего ранга определяется по отношению к поверхности той морфоструктуры высшего ранга, на которой она покоится, и интенсивность коррелируется с величиной — перпендикуляром, опущенным от высшей точки морфоструктуры низшего ранга на поверхность «подстилающей» морфоструктуры. Из анализа рис. 4, а, б видно, что результаты изме-

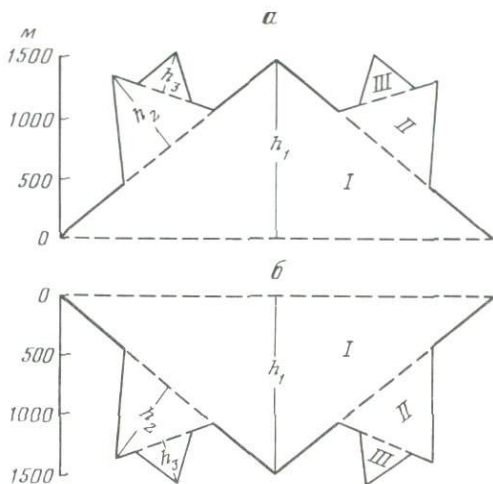


Рис. 4. Схема определения интенсивности морфоструктурообразующего потока. Морфоструктуры: положительные (а) и отрицательные (б). Порядки морфоструктур: I—первый, II—второй, III—третий. Интенсивность морфоструктурообразующего потока морфоструктур: h_1 —первого, h_2 —второго, h_3 —третьего порядков. Пунктирные линии — уровни отсчета интенсивности потоков

рений сопоставимы, а величины будут отличаться только по знаку: положительные морфоструктуры — «+» и отрицательные — «-».

Еще рано говорить о градациях, имеющих морфотектонический смысл. В будущем, когда будет получено достаточное количество измерений, им может быть придан генетический смысл. На это позволяют надеяться выводы, сделанные при сопоставлении абсолютных и относительных высот вулканов [Масуренков, 1979; Городницкий, 1985].

Реализация предложенного способа предполагает использование для этих целей ЭВМ, так как необходимо составление большой серии морфометрических карт с учетом иерархии морфоструктур. Кроме этого, необходимы специальные приемы составления и сопоставления картографических материалов.

Форма потоков. Плано́вые очертания геолого-геоморфологических объектов имеют определенное значение при составлении «плоских» моделей: карт, схем, планов и т. д., пока преобладающих в геологии и геоморфологии. Если учесть бурное развитие дистанционных методов исследования Земли, то «плоские» модели, по-видимому, еще долгое время будут преобладать над другими типами.

Еще 15—20 лет тому назад считалось, что на Земле преобладают линейные структуры; изометричные и особенно кольцевые относились к раритетам. Исследованиями В. В. Соловьева [1976, 1977, 1978], М. Г. Золотова [1976], Кулакова [1980, 1986], Б. В. Ежова [1986], О. В. Гинтова [1978] было показано, что на Земле существует большое разнообразие морфоструктур, называемых чаще всего кольцевыми или морфоструктурами центрального типа. Их размеры колеблются от нескольких километров до сотен и тысяч километров. Становится очевидным, что эти

образования распространены не меньше, чем линейные морфоструктуры. Все это свидетельствует о большой необходимости полного использования формы объектов в качестве одного из классификационных признаков.

Во многих классификациях сосуществуют такие категории, как линейные, линейно-блоковые и блоковые морфоструктуры, хотя очевидно, что здесь заложены разные основания деления — тела и их границы. Это обусловлено, по-видимому, тем, что дизъюнктивы воспринимаются часто как линии. В. Ю. Забродиным [1981, 1985а] показано, что это геологические тела определенного состава, структуры, формы, объема и т. д. Поэтому такой термин, как «блоковый», особой информации не несет. Подавляющее большинство объектов Земли высоких рангов имеет, как правило, дизъюнктивные ограничения, поэтому и орогенные, и платформенные, и геосинклинальные системы могут быть названы блоками, что ничего существенного к ним не добавляет. Более того, если рассматривать Землю с достаточно удаленной точки, то орогенные пояса, в конце концов, будут выглядеть как обыкновенные дизъюнктивы — линии. Исходя из изложенных соображений, мы отказались от термина «блок», как не несущего определенную смысловую нагрузку. Он может употребляться как термин свободного пользования, означающий, что геологическое тело имеет резкостные границы, представленные дизъюнктивами.

Нет единообразия и в терминологии, касающейся другого типа морфоструктур, которые называются изометричными, круговыми, кольцевыми, морфоструктурами центрального типа и др. Недостаток здесь, пожалуй, тот же, который отмечался и в предыдущем случае: нет четкого определения каждого из терминов. Так, например, таким видом симметрии, как центральная, могут обладать не только тела, имеющие округлую форму в каком-либо сечении. Достаточно сказать, что из семи сингоний минералов только моноклиная и ромбическая не имеют форм с центральной симметрией [Шафрановский, 1968]. Таким образом, разделение объектов по видам симметрии не равноценно их разделению по форме.

Многообразие форм геологических тел и морфоструктур тоже объемных категорий может быть сведено к шести основным видам (табл. 1). П. М. Бондаренко [1984], рассматривая вопрос о форме тел, образованных радиальным потоком, показывает большинство фигур, включенных в табл. 1. Из ее анализа видно, что круговое сечение, например, имеют все фигуры кроме многогранников и простых эллипсоидов (около 33,3%). Примерно по столько же составляют эллипсы и многоугольники. Если даже учесть, что почти неизвестны крупные тектонические структуры шарообразной формы, то такие формы как трехосный эллипсоид вращения, конус и цилиндр в сумме дают столько же круговых сечений, сколько и шар, или около 17% от общего количества форм. В таблице видно, что в направлении от шара к цилиндру убывает количество круговых и эллиптических сечений, а для многогранников они исключены. Кроме того, некоторые сечения конуса и цилиндра дают параболические и гиперболические фигуры, которые на практике воспринимаются как угольники или части эллипсов. В таблице, таким образом, включены теоретически возможные формы потоков в сечениях плоскостями XU (горизонтальной), YZ (вертикальной) и наклонными. Анализ различных геологических, тектонических

Царство*	Изометричный поток (< 1:3)				Линейный поток (> 1:3)				
	Форма сечений в плоскости								
	XY	YZ	Наклонной		XY	—	YZ	Наклонной	
Тип (4) и подтип (12)	Сфероид	Круговая**				Нет			
		Кольцевая							
	Эллипсоид вращения	Эллиптическая		Овальная		Эллиптическая		Овальная	
		Лентовидная		Петлевидная		Лентовидная		Петлевидная	
	Коноид	Параболическая, многоугольная		Гиперболическая, овальная, многоугольная		Параболическая, многоугольная		Гиперболическая, овальная, многоугольная	
		Подковообразная, решетчатая		Лучковая, петлевидная, решетчатая		Подковообразная, решетчатая		Лучковая, петлевидная, решетчатая	
	Цилиндроид	Многоугольная		Эллиптическая, параболическая, многоугольная		Многоугольная			
		Решетчатая		Лентовидная, подковообразная, решетчатая		Решетчатая		Лентовидная, подковообразная, решетчатая	
	Эллипсоид	Эллиптическая		Овальная		Эллиптическая		Овальная	
		Лентовидная		Петлевидная		Лентовидная		Петлевидная	
	Многогранник	Многоугольная				Многоугольная			
		Решетчатая				Решетчатая			

*В скобках указано количество единиц в таксоне; **Над пунктирной чертой указана форма сплошного потока, под чертой – каркасного

и морфоструктурных карт показывает, что круговые, эллиптические и многоугольные сечения не чужды геолого-геоморфологическим объектам и, следовательно, дают представления о формах потоков энергии — массы как в плане, так и в разрезе. Известные в природе сложные формы могут быть «разложены» на простые формы и проанализированы с этих позиций.

Информация, заложенная в формах поперечных разрезов геолого-геоморфологических объектов, почти не исследовалась. В самом общем виде можно говорить о том, что круговое сечение в плоскости XU свидетельствует, скорее всего, о радиально направленном потоке, а эллиптическое — об его отклонении от вертикали и / или волнообразном движении. Многоугольные сечения, за некоторым исключением (конус, цилиндр), не характерны для радиальных потоков, если объекты не затронуты явлениями дисимметрии. В дальнейшем вполне возможно увязать известные в природе геолого-геоморфологические объекты различного генезиса с формой их поперечных сечений. Уже сегодня ясно, что многие круговые морфоструктуры увязываются с коническими или цилиндрическими магматогенными морфоструктурообразующими объектами, а эллиптические — с дислокационными деформациями, направленными под некоторым углом к нормали. Морфоструктуры по характеру пространственного распределения вещественно-структурных комплексов подразделяются на полные и каркасные. Их сочетание может быть определено как каркасно-площадное.

Объемные формы потоков. В геологии и геоморфологии вопрос о телах, как объемных категориях, ставится главным образом тогда, когда речь идет о запасах полезных ископаемых. В других случаях исследователи обходятся понятием об объектах как двумерных образованиях и это не случайно. И геология, и особенно геоморфология имеют дело главным образом с поверхностью Земли. Построение разрезов и блок-диаграмм обычно связано с опорой на существующие гипотезы, так как данных по глубинному строению конкретного района обычно не хватает. Выгодно в этом отношении отличается геофизика, которая в ряде случаев имеет дело с объемными формами, но по целому ряду причин не всегда можно поставить знак равенства между геологической структурой и геофизической аномалией. Согласно принципу геолого-геоморфологической конформности, необходимо изучать объемные объекты — морфоструктуры, отказываясь от существующих традиций. В связи с этим нужны серьезные исследования в этом направлении.

В табл. 1 приведены основные объемные формы природных объектов. Здесь следует рассмотреть, какие из них реально существуют в структурной геологии и тектонике, а следовательно, и в морфотектонике.

Шарообразная форма геологических тел обычна (галечки, будины вращения, конкреции и др.), и хотя авторам не известны такого рода крупные тектонические структуры, их наличие нельзя полностью отрицать потому, что возможны процессы, протекающие по принципу взрыва. В этом случае допустимо образование шаровидных структур, подобных структурам, возникающим при подземных взрывах [Ромашов и др., 1985]. Согласно принципу симметрии П. Кюри, шаровидные структуры могут формироваться при равномерном и всестороннем притоке или оттоке энергии — массы по отношению к какому-либо центру.

Коническая форма геологических тел весьма характерна для случаев

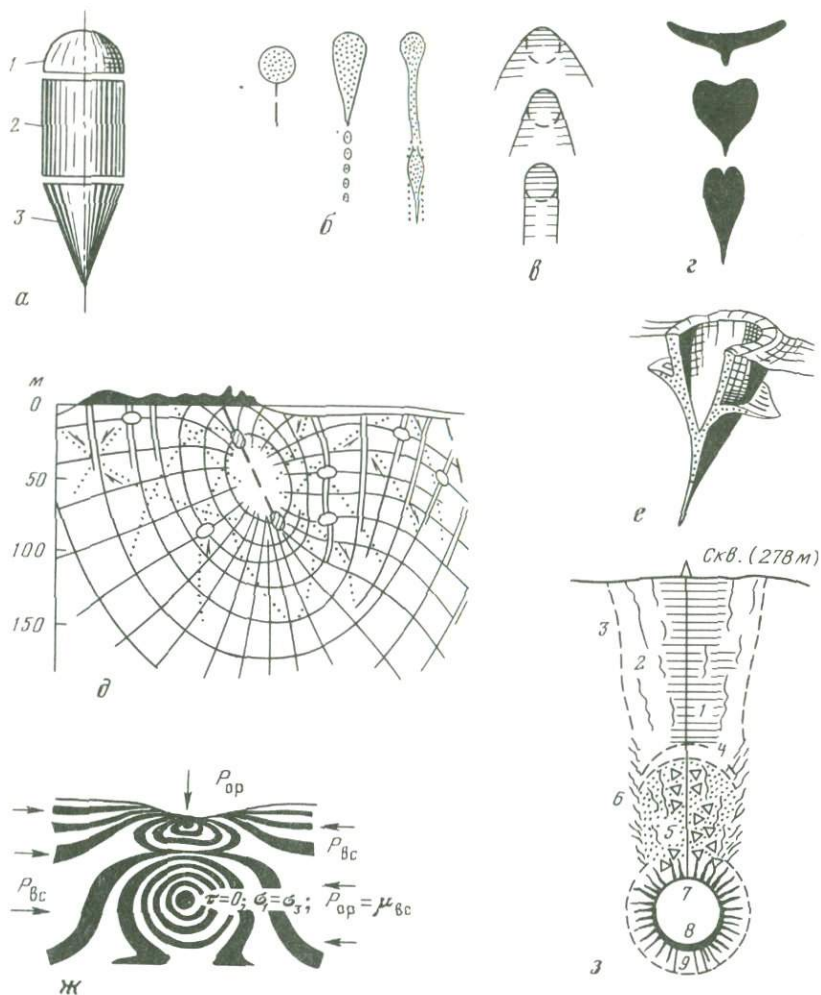


Рис. 5. Различные формы и динамические условия обособления центрально-симметричных структур, тел и полей напряжений в вертикальных разрезах земной коры [Бондаренко, 1984]

a — комбинация элементов предельных видов конечной симметрии шара (1), цилиндра (2) и конуса (3), характерных для силового поля Земли; *б* — формы жидких обособлений, всплывающих в вязкой среде; *в* — предполагаемые и принимаемые в расчетах формы апикальных частей интрузивных магматических камер: сферопараболаидальная, сфероконическая, сфероцилиндрическая; *г* — гипотетические формы плутонов, формирующихся на различных глубинах; *д* — concentricкие замкнутые и радиальные траектории сжатия и растяжения в поле напряжений, реконструированном по направлениям действия напряжений в очагах землетрясений; *е* — типичные остаточные формы корневых частей магнетитовых месторождений и трубок взрыва. Обобщающий рисунок: *ж* — обособление центрально-симметричного concentricкого поля касательных напряжений (изохормы по равным значениям t_{max}) в области выравнивания величин ориентированной нагрузки (P_{op}) и бокового (всестороннего) сжатия ($P_{вс}$) на однородный упругий материал. Оптический эксперимент: *з* — конечные формы разрушения пород при подземных ядерных взрывах: 1 — зоны трещиноватости, достигающие поверхности; 2 — отдельные трещины; 3 — контуры зоны разрушения; 4 — полости отслаивания при обрушении; 5 — зона интенсивного дробления и обрушения; 6 — зона сдвига пород; 7 — полость взрыва; 8 — сфера расплава; 9 — сфера спрессованных взрывом пород

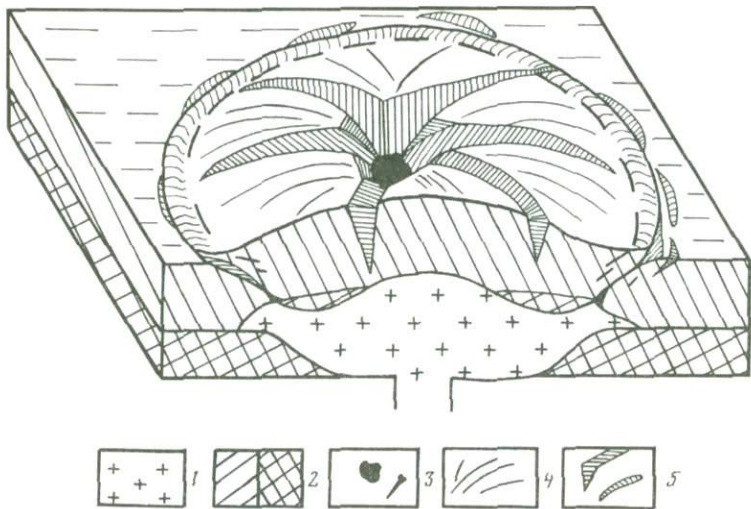


Рис. 6. Модель инъективной морфоструктуры (эксперимент)

На поверхности морфоструктуры видна радиально-концентрическая система дислокаций; 1 — инъектив сложной формы; 2 — слои вмещающей массы; 3 — «экструзия» и конические «дайки»; 4, 5 — трещины: 4 — скола, 5 — отрыва

радиально направленных потоков, если последние не деформированы симметрией среды, в которой они функционируют [Шафрановский, 1981; Шафрановский, Плотников, 1975]. Наблюдения за формами интрузивных тел, вулканов, данные по физическому моделированию показывают, что источники с преобладанием радиальной составляющей рожают тела и структуры конической формы или формы, приближающейся к конической (грибовидной, каплевидной, грушевидной и др.) (рис. 5,6). Ю. П. Масуренковым [1978] установлено, что телесные углы интрузивных тел конической формы зависят от состава расплавов. Так, для тел гранитоидного состава средний телесный угол больше, чем у тел базальтоидного состава. Нами [Тащи и др., 1985] экспериментально установлено, что на величину телесного угла влияет и скорость инъекции: чем больше скорость, тем меньше телесный угол при условии, что не достигнут предел морфологической емкости тела и в качестве формообразователя не выступал штамп. Аналогичные примеры известны и в метеорологии [Мазин, Шметер, 1983]: а — медленные восходящие потоки приводят к образованию систем слоистообразных облаков, имеющих в сечении форму плоской линзы; б — быстрые восходящие потоки приводят к формированию кучевых и кучево-дождевых облаков, имеющих в сечении цилиндрическую или коническую формы (рис. 7). Теми же экспериментами установлено, что и внутренняя структура некоторых инъективов имеет коническое строение типа «конус в конус». Это лишний раз подтверждает наличие тесных связей между структурой и формой. В связи с этим широко известное явление — полосчатое распределение кристаллов в магматических породах — может быть, по-видимому, использовано для выводов о форме интрузивных тел.

Конические формы структур известны довольно широко, особенно в

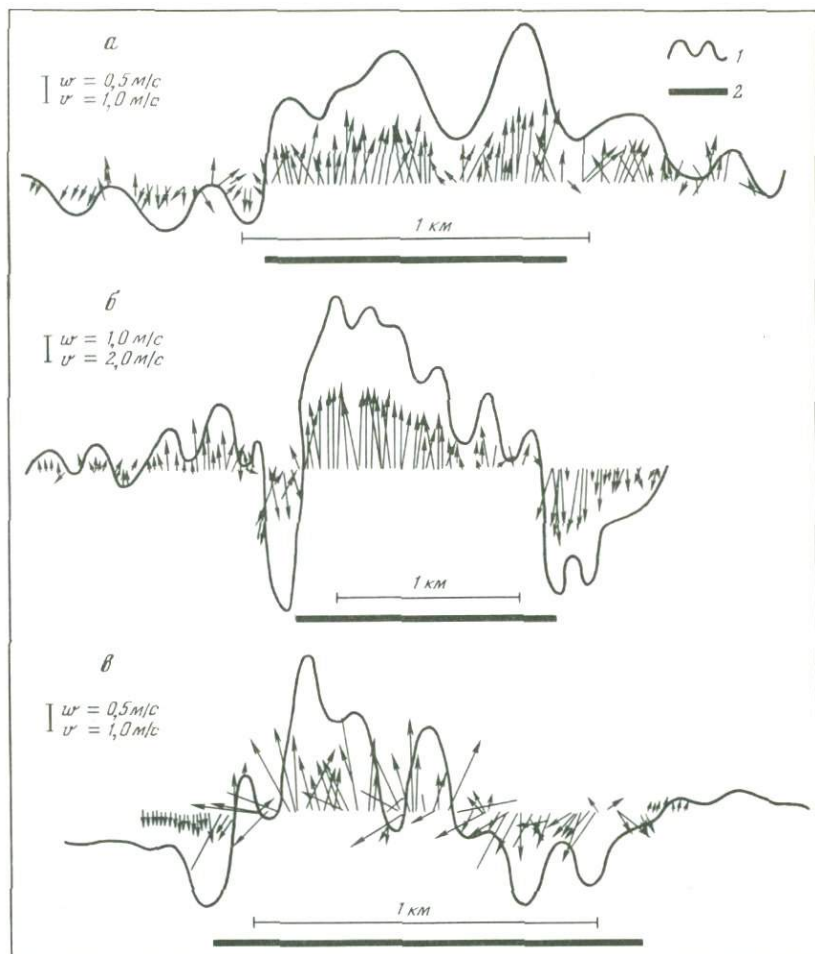


Рис. 7. Зависимость формы облаков от направленности и скорости ветра [Мазин, Шметер, 1983]

1 — горизонтальный профиль и 2 — размеры облака. Длина стрелок пропорциональна модулю скорости

магматической и соляной тектонике. Спектр подобных форм расширился в последние два десятилетия в связи с открытием морфоструктур центрального типа, у которых конические объемные формы предполагаются для образований, начиная от элементарных и кончая гигантскими [Соловьев, 19786; Ежов, Худяков, 1984; Таши и др., 1985; Кулаков, 1986; Ежов, 1986; и др.]. К коническим, по-видимому, можно отнести грибовидные, караваяеобразные, куполообразные, линзовидные, каплевидные объекты. Большинство из них обладает симметрией конуса. Чисто пликативные объекты с симметрией конуса неизвестны. Большинство из них связано, по-видимому, с диапировыми структурами, являясь периферической или «надинтрузивной» частью, как принято их называть [Невский, 1971; Невский, Оси-

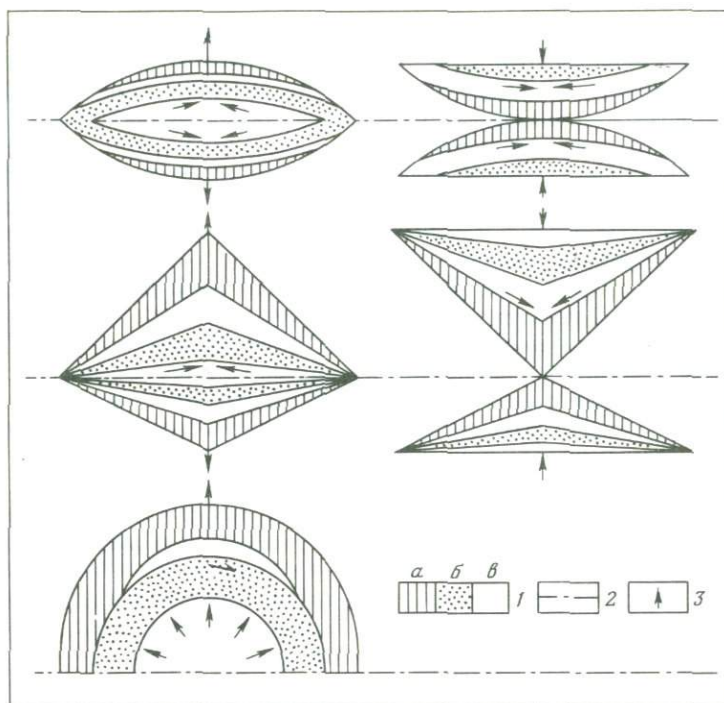


Рис. 8. Идеальные модели морфоструктур и «антиморфоструктур»

1 — зоны преобладающих напряжений: растяжение (а), сжатие (б), отсутствие ощутимых напряжений (в); 2 — граница сред с различной вязкостью (η_1 , η_2); 3 — главные направления потоков энергии — массы

пов, 1978]. Формы интрузивных тел и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что здесь довольно обычны динамические пары, разделенные зеркальной плоскостью симметрии. В общем виде это биконические подобные формы. Их полнота зависит от многих причин. Как справедливо подчеркивается, «... дело здесь не ограничивается чисто геометрическим подобием. Последнему соответствует подобие физических механизмов образования тех или других структур» [Шафрановский, Плотников, 1975, с. 75]. В земной коре структурообразование в определенных условиях приводит к возникновению динамических пар структур, находящихся в зеркальном отношении одна к другой. Некоторые виды таких отношений показаны на рис. 8, на котором видно, что равнозначные структурные пары могут формироваться в однородной среде, а пары с подобными элементами — в разнородной при условии, что плоскость раздела слоев с различной плотностью — это одновременно и плоскость зеркальной симметрии (рис. 8).

Структуры эллиптической формы, кроме мелких и очень мелких (будины, закатыши, конкреции и др.), встречаются довольно редко. Однако в некоторых случаях известны структуры, образующие зеркально-симметричные пары. Это особенно характерно для областей соляной тектоники,

когда антиклинали располагаются над синклиналями, а диапиры над «антидиапирами» [Китык, 1970]. Известны интрузивные тела эллиптической и каплевидной форм (магматические диапиры, хаомолиты, факолиты, сфенолиты, пластовые штоки и др.). В некотором приближении формы у них близкие к эллиптическим.

Объекты цилиндрической формы распространены довольно широко, хотя часть из них можно отнести к коническим с телесными углами, приближающимися к нулю, т. е. к бесконечным или почти бесконечным конусам. Такие формы встречаются у магматических тел. Цилиндрический тип пликвативных структур в большинстве случаев представляет собой систему полуцилиндров. Вполне возможно, что цилиндрические структуры могут формироваться при вращении отдельных блоков в зонах разломов. Такие структуры установлены, например, на Балтийском шите. Их размеры в поперечном сечении колеблются от 10 до 70 км [Пржиялговский, Терехов, 1984]. Этот пример, кстати, показывает, что не все круговые формы образованы очагами, силовое поле которых обладает явно выраженной симметрией конуса.

Объекты, имеющие форму многогранника, распространены не менее широко, чем другие. Они особенно характерны для тех областей, где дизъюнктивный тип дислокации преобладает над пликвативным и выражается в глыбовой тектонике (горстах, грабенах, рифтах и др.). Здесь нет необходимости подробнее останавливаться на аргументации в пользу наличия структур, имеющих форму многогранников.

Каркасные объемные формы морфоструктур выделяются нами пока условно. Причина, побудившая нас обратиться к этому геометрическому типу, основана на следующих данных. Оказалось, что у некоторых морфоструктур, имеющих кольцевую форму, невозможно выделить вещественно-структурный комплекс, характеризующий всю ее площадь. Такой комплекс или комплексы сосредоточиваются вдоль круговой границы и по некоторым радиальным элементам. Получается так, что вещественно-структурные комплексы приурочены к концентрическим, радиально-концентрическим или радиальным дизъюнктивам. Пространство, заключенное между ними, занято комплексами, которые не несут заметных следов их переработки, синхронной с вещественно-структурными комплексами каркаса. Таким образом, если для предыдущих форм было характерно распространение вещественно-структурных комплексов и конформной им геоморфологической поверхности по всей площади морфоструктуры, то для каркасных морфоструктур это как раз не характерно.

Обычно каркасные структуры представляют собой систему дизъюнктивных зон с различным выполнением: дробленые породы и дайки или их сочетания. Описанные О. В. Гинтовым [1978] тектоноконцентры в какой-то мере напоминают выделяемый тип структур, так как интенсивные вещественно-структурные преобразования в ряде случаев распространяются не на весь тектоноконцентр, а на пограничные его зоны. К такого же рода морфоструктурам может быть отнесена структура, описанная И. Н. Томсоном и др. [Металлогения..., 1984].

Говорить что-либо об объемной форме таких структур еще рано, хотя представляется, что это разновидности некоторых объемных форм, описанных выше. Образно выражаясь, вещественно-структурные комплексы

слагают «стены» этих форм. Так, например, это могут быть воронкообразные или трубообразные структуры, соответственно конической или цилиндрической форм. Действительно, кольцевые интрузии будут представлять собой тело или систему тел, слагающих «стенку» воронки, все остальное пространство которой может быть сложено комплексами, сформировавшимися ранее и не претерпевшими заметных изменений, связанных со временем внедрения магмы. Несмотря на то, что такие воронкообразные структуры могут быть производными структур более высоких рангов, их самостоятельность от этого не страдает. Представляется, что возникновение таких структурных форм связано с «выступлениями», «апофизмами» основных потоков энергии — массы. Это своеобразные «антиформы», связанные с основной формой, имеющие зеркальное отражение и не обязательно повторяющие полностью содержание основной формы. Дислокационные каркасные морфоструктуры могут возникать в областях глыбовой, приразломной складчатости и складчатости срыва [Паталаха, 1981; Паталаха, Гиоргбиани, 1975; Паталаха, Смирнов, 1985; Долицкий, 1985; Оффман, Буш, 1983 и др.]. Каркасные морфоструктуры характерны, по-видимому, для пограничных зон плит, если учесть одно из положений «плитовой тектоники»: структурообразование сосредоточивается на границах плит.

Очевидно, что описанные два типа морфоструктур (полные и каркасные) могут существовать раздельно, но могут образовывать и сочетания. В связи с этим возникает необходимость выделения и третьего типа морфоструктур — каркасно-площадных или сложных (в табл. 1 этот тип не включен). Сложный тип характерен для сочетаний разновозрастных элементов или элементов, имеющих различный тип развития. Анализируя, например, сложную систему: геосинклинальная — платформенная области, можно отнести первую к каркасному типу, а вторую — к площадному (полному); то же самое можно сказать относительно связи геоантиклиналь — срединный массив и даже будина — связующая масса. Такие тела Е. И. Паталахой [1981] названы композитами. Они, имея принципиально близкие механизмы образования, отличаются только уровнем организации слагающих их элементарных ячеек. Следует, однако, иметь в виду, что не всякое сочетание простых типов может привести к формированию системы с новыми качествами и, следовательно, каркасно-площадные морфоструктуры могут быть одноранговыми с каркасными и площадными, но более сложными по строению.

Объемные формы морфоструктур и их многообразие могут быть сведены в ряде случаев к гомологическим рядам. Так, например, деформируя шаровидную структуру, можно получить ряд шар — эллипс — конус — цилиндр — многогранник. Другой ряд структурных форм может возникнуть при отклонении потока от вертикального или горизонтального направлений. Поток конической формы при искривлении перейдет в эллипсоидальный. Тогда будет происходить постепенное «раздавливание» конуса гравитационным полем Земли. Чем больше угол отклоняется от нормали, тем больше степень «раздавленности» конуса, вплоть до превращения его в идеальном случае в моноэдр (плоскость), которому предшествует многогранник (плиты, покровы, пласты пород и др.). Формы, включенные в табл. 1, не случайны, а тесно связаны между собой.

Их возникновение вызвано условиями, в которых функционируют потоки энергии—массы, формирующие морфоструктуры различных морфологических типов. Следовательно, все многообразие геометрических форм морфоструктур может быть сведено к двум царствам (в перспективе возможно выделение третьего), четырем типам, многим классам и подклассам. Возможно и дальнейшее деление по этому принципу, но его целесообразность нам не ясна.

В связи с изложенным считаем необходимым дать определения геометрическим формам морфоструктур, включенным в табл. 1, так как в дальнейшем именно они будут фигурировать в общей морфогенетической классификации морфоструктур. Следует подчеркнуть, что, поскольку существуют явления изоморфизма и гомологии, деление на изометричные и линейные формы — прием чисто условный. Однако данные по геометрии интрузивных тел свидетельствуют, что около 75% интрузий базит-ультрабазитов имеют в горизонтальном сечении степень изометричности от 1:1 до 1:2,5—3, у гранитоидов — 61% и общее для интрузий, способных играть структурообразующую роль — 64% [Масуренков, 1979]. Видно, что не менее 50% морфоструктур, сформированных в результате интрузивной деятельности, имеют отношение между шириной и длиной не более 1:3. Его мы и берем в качестве признака, позволяющего относить морфоструктуры к изометричным ($< 1:3$) или линейным ($> 1:3$).

И з о м е т р и ч н о й называется такая морфоструктура, у которой отношение между осями составляет не более 1:3; **л и н е й н о й** — морфоструктура, у которой отношение между осями составляет более 1:3. Фрагменты изометричных морфоструктур будут отнесены к линейным, так как соотношение между их осями будет более 1:3. В дальнейшем может оказаться целесообразным в генетическом отношении выделить царство, промежуточное между линейными и изометричными морфоструктурами за счет некоторого их сужения, однако в настоящее время данных для этого пока нет.

Приведем определения геометрических типов морфоструктур, включенных в табл. 1. Сначала рассмотрим морфоструктуры как объемные категории. Когда речь будет идти о геоморфологической поверхности, следует иметь в виду, что это всего лишь часть тектонической формы, геоморфологическая составляющая морфоструктуры.

С ф е р и ч е с к о й называется такая морфоструктура, у которой граничная поверхность, вещественно-структурный комплекс и конформная ему геоморфологическая поверхность по форме приближаются к шару. Естественно, что шарообразность геоморфологической поверхности относительна, так как она не может составлять более половины сферы.

Э л л и п с о и д а л ь н о й называется такая морфоструктура, у которой граничная поверхность, вещественно-структурный комплекс и конформная ему геоморфологическая поверхность по форме приближаются к эллипсоиду. Эллипсоидальные морфоструктуры могут быть подразделены на трехосный эллипсоид вращения и простой эллипсоид. В первом случае отношение между короткими осями должно быть равно 1:1, а во втором — любым, кроме 1:1.

К о н и ч е с к о й называется такая морфоструктура, у которой граничная поверхность, вещественно-структурный комплекс и конформная

ему геоморфологическая поверхность по форме приближаются к конусу. Дальнейшее подразделение конических морфоструктур может быть основано на определении постоянства или изменчивости телесных углов, вплоть до плавных переходов с образованием форм типа гиперболоидов и параболоидов.

Цилиндрической называется такая морфоструктура, у которой граничная поверхность, вещественно-структурный комплекс и конформная ему геоморфологическая поверхность по форме приближаются к цилиндру.

Многогранной (полигональной) называется такая морфоструктура, у которой граничная поверхность, вещественно-структурный комплекс и конформная ему геоморфологическая поверхность имеют форму многогранника (призмы).

Каркасному типу морфоструктур свойственны те же объемные формы, что и полному. Разница между ними заключается в том, что вещественно-структурный комплекс занимает не весь объем формы, а какую-то ее часть. Для того чтобы можно было отличить, когда речь идет о каркасных, а когда о полных морфоструктурах, в определениях и терминах необходимо уточнять, о каком типе объемных форм морфоструктур идет речь. Приведем для примера два определения.

Полной конической морфоструктурой называется такая морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и конформная ему геоморфологическая поверхность по форме приближаются к конусу и занимают все его пространство. **Каркасной конической морфоструктурой** называется морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и конформная ему геоморфологическая поверхность по форме приближаются к конусу и занимают лишь часть его объема. По этому же образцу могут быть определены и другие объемные формы каркасных морфоструктур. Речь об объемных формах морфоструктур будет идти в случаях, если исследователь имеет дело с объемными моделями, блок-диаграммами, например.

Основные виды картографических работ связаны с составлением карт, планов и разрезов. Поэтому геометрия сечений в плоскостях XU , YZ или под каким-либо углом является одним из важных классификационных признаков. Приведем определения наиболее часто встречающихся форм, включенных в табл. 1. Определения для остальных форм по построению и смысловой нагрузке должны составляться по тем же правилам.

Круговой называется такая морфоструктура, у которой пространственное положение вещественно-структурного комплекса и его граница в сечениях плоскостями XU , YZ и наклонными по форме приближаются к кругу или части, превышающей половину его площади. Уточнение, касающееся минимума фрагмента круга, необходимо для того, чтобы добиться максимального единообразия в случаях, когда исследователь имеет дело с неполными формами морфоструктур. Естественно, что круговое сечение могут иметь только полные морфоструктуры.

Кольцевой называется такая морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и его границы в сечениях плоскостями XU , YZ и наклонными по форме приближаются к кольцу или части, равной больше половины его площади.

Сравнивая оба определения, можно видеть, что если в первом случае речь идет о единичной границе (граница круга), то во втором обязательно присутствие двух границ (кольцо).

Эллиптической называется такая морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и его граница в сечениях плоскостями XU , YZ и наклонными по форме приближаются к эллипсу или части, превышающей половину его площади.

Лентовой называется такая морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и его границы в сечениях плоскостями XU , XZ и наклонными по форме приближаются к эллипсу или части, превышающей половину его площади.

Многоугольной называется такая морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и его граница в сечениях плоскостями XU , YZ и наклонными по форме приближаются к многоугольнику.

Решетчатой называется такая морфоструктура, у которой вещественно-структурный комплекс и его границы в сечениях плоскостями XU , YZ и наклонными образуют сочетание типа решетки.

Сравнивая определения морфологических типов морфоструктур как объемных категорий и в каком-либо сечении, видим, что в первом случае речь идет о граничной поверхности морфоструктуры, а во втором — о границе. Для всех типов срезов морфоструктур введены уточняющие моменты, позволяющие относить фрагменты морфоструктур к определенному типу, если они равны или больше половины целой формы, т. е. фрагменты должны быть такими, чтобы можно было однозначно ответить на вопрос, с каким типом морфоструктуры имеет дело исследователь. Во всех остальных случаях предпочтение следует отдавать многоугольному полигональному морфологическому типу, несмотря на то что часть границ может быть представлена дугowymi элементами. Так, например, морфоструктура, границы которой представлены двумя отрезками, равными радиусу, и дугой, равной одной четверти круга, должна быть отнесена к многоугольному типу, так как неясно является ли она фрагментом эллиптической или круговой морфоструктуры. Это один из путей, позволяющий сократить до минимума случаи, когда бывает трудно принять однозначное решение.

Среди приведенных определений нет термина «морфоструктура центрального типа» и это не случайно, так как в нем заключена информация о виде симметрии, а не о форме морфоструктуры. Традиционно сложилось так, что морфоструктурами центрального типа стали называть изометричные, большей частью круговые морфоструктуры, у которых вещественно-структурные комплексы и конформная им геоморфологическая поверхность организованы по центральному виду симметрии. Однако такой вид симметрии характерен не только для округлых образований. Так, более 170 минералов имеют центральную симметрию, а это отнюдь не округлые формы [Шафрановский, 1968; Шафрановский, Плотников, 1975]. То же самое можно сказать и относительно тектонических структур и морфоструктур. Следуя сложившейся традиции, термин «морфоструктура центрального типа» следует сохранить для круговых и кольцевых морфоструктур, вещественно-структурный комп-

лексе которых и конформная ему геоморфологическая поверхность организованы по законам центральной симметрии.

Может показаться, что авторы слишком много внимания уделили геометрии морфоструктур. Это было бы справедливо, если не учитывать то, что без стандартизации путь к машинной обработке информации и составлению ЭВМ-карт окажется сложным и длинным. Более того, в геометрии структур содержится много информации об их генезисе и механизмах формирования, которые разгаданы далеко не в полной мере. Изложенные здесь представления о геометрии морфоструктур во многом являются предварительными, содержат в себе элемент дискуссионности и требуют дальнейшего изучения, но, несмотря на это, полученные результаты позволяют проводить морфоструктурное картографирование по достаточно стандартизованным признакам, т. е. содержащим некоторый оттенок формальности.

Системы морфологических типов потоков (сочетания). В реальной действительности потоки и их следствия — морфоструктуры — образуют системы, в которых отдельные морфологические типы сочетаются определенным образом. Анализ картографических материалов позволяет в наиболее полном виде обнаружить сочетания в плоскости карты — XY. Данных о сочетаниях в плоскости YZ и об объемных формах значительно меньше. Здесь нет возможности останавливаться на многочисленных видах сочетаний. Мы приведем лишь некоторые примеры сочетаний, часть из которых наблюдалась при морфотектоническом картографировании.

Примером системного анализа геологических объектов могут служить исследования В. Ю. Забродина [1981, 1985а]. Здесь мы коротко рассмотрим лишь некоторые стороны этой проблемы. Системы потоков могут быть подразделены на два типа: слабо- и тесносвязанные. Типы при необходимости могут иметь более дробное деление. Тесносвязанные системы характеризуются тем, что составляющие их элементы соприкасаются между собой хотя бы в одной точке. Для слабосвязанных систем элементы или не соприкасаются между собой или они образуют отдельные группы, внутри которых возможны случаи тесной связи, а между группами четкой связи не устанавливается. Среди тесносвязанных систем выделяются два класса: морфологические элементы соприкасаются в одной точке; количество точек соприкосновения может быть бесконечным. Известны четыре основных случая сочетания: параллельное расположение, пересечение, ветвление и пучок. В слабосвязанных системах выделяются следующие сочетания элементов: равноориентированные равноудаленные, равноориентированные разноудаленные, разноориентированные равноудаленные [Забродин, 1981]. Названные здесь случаи сочетаний элементов двух типов систем имеют большое значение при иерархизации объектов и морфотектоническом районировании территорий.

Среди основных свойств природных объектов выделяют [Геодекян, 1970; Тахтаджан, 1971; Урманцев, 1974; Уемов, 1978; Забродин, 1981]: концепт (для потоков — симметрию и уровень организации); целостность (отсутствие или минимум неопределенности при проведении границ); часть и целое (соотношение систем и их элементов с окружающими

объектами); элементарность и неэлементарность (подсистемы, включая и отдельные элементы, стоящие на более низком уровне организации); сложность (количество составляющих элементов и их рангов); структуру (каркас, рисунок и узор); упорядоченность (упорядоченность, неупорядоченность и др.); организованность (силу, меру связи компонентов); гомогенность и гетерогенность (различия или сходства по составу, структуре и др.), эмерджентность (проявление новых качеств); разнообразие (различия комбинаций и др.); дискретность и непрерывность; цепную связь (одинакового качества, различного качества звеньев и связей, одинакового качества звеньев и связей, другие комбинации, типы связей и др.).

Здесь мы остановимся на рассмотрении некоторых примеров, иллюстрирующих способы перехода одного морфологического типа в другой. Картирование морфоструктур центрального типа позволило выявить различные типы связей их элементов. Наиболее распространены тесно-связанные системы, элементы которых соприкасаются в нескольких точках и образуют цепь (ряд), звенья которой одинаковы или близки по качеству, форме и размерам (рис. 9). Для этих случаев характерен переход от изометричного к линейному царству. Если элементы одинаковы по качеству, различны по размерам и расположены симметрично, то возможны переходы в линейные системы, имеющие в сечении вид эллипса, или более сложные очертания (см. рис. 9, б, в). Описаны ряды (цепи) морфоструктур центрального типа различного качества для многих районов востока Евразии [Таши, 1979, 1982а, б; Таши, Ермошин, 1984; Таши и др., 1982; Кулаков, 1986; и др.]. Аналогичные сочетания могут формировать и изометричные системы. Опыт показал, что наряду с выделением рангов элементов и их систем бывает целесообразно выделять и порядки внутри рангов. Таким образом, не всякое возрастание количества элементов ведет к переходу системы в новое качество (эмерджентность), но в большинстве случаев количество элементов определяет порядковость системы в пределах одного ранга. Несмотря на то, что между размерами (поперечниками) потоков и их генезисом существуют определенные связи, первые не могут служить критерием при определении не только ранга, но и порядка системы или ее элементов.

Существуют чисто картографические причины, когда форма одного и того же потока может быть определена двояко. Так, например, части кольцевых морфоструктур большого диаметра могут восприниматься как многоугольные морфоструктуры, так как они целиком не вмещаются в карту, составленную на определенную площадь. Кроме того, на крупномасштабных картах реальная кривизна границ морфоструктур искажается, они обычно воспринимаются не только как линейные, а как прямолинейные. Возникновение представления о повсеместном преобладании линейных тектонических структур объясняется вполне объективными причинами. Это была эпоха крупно- и среднемасштабных карт на отдельные, часто изолированные территории. Поэтому и кольцевые структуры, известные еще в прошлом веке, воспринимались как редкое явление.

Бурное развитие дистанционных методов исследования, совпавшее

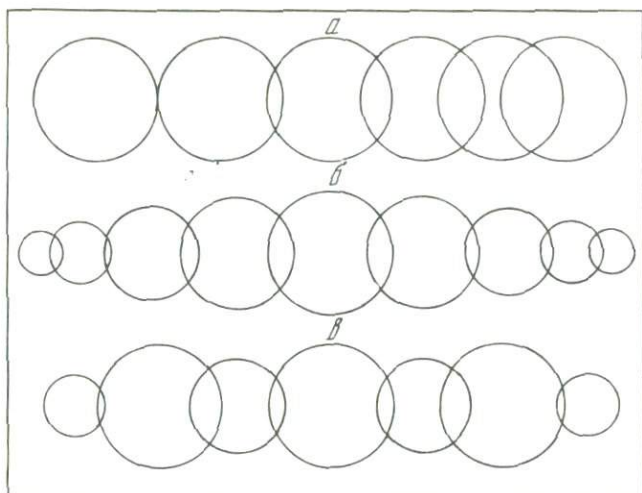


Рис. 9. Некоторые типы сочетаний круговых морфоструктур

Ряды морфоструктур: простой (а); сложной эллипсоидальной (б); сложный, сочетание эллипсоидальных (в)

по времени с началом периода составления сводных средне- и особенно мелкомасштабных карт (геологических, тектонических, формационных и др.) для больших регионов и континентов, привело к возможности проводить обобщения на более высоком уровне. Более того, появилась возможность двигаться не только от частного к общему, но и от общего к частному. Примерно в это же время началось массовое выделение морфоструктур центрального типа. Правда, уже наметилась тенденция видеть круговые морфоструктуры и там, где их нет. Происходит это главным образом из-за того, что принципы их выделения четко не сформулированы, а в ряде случаев отсутствуют. Из сделанного отступления видно, как сильно могут меняться взгляды в зависимости от масштаба исследуемых явлений, от масштаба систем и уровня их организации.

ГЕНЕЗИС ПОТОКОВ

Определение природы объектов морфотектоники — морфоструктур и условий их образования является одной из важных и сложных задач. Ее решение здесь дано в самом общем виде. Несмотря на это, трактовка некоторых вопросов не лишена элемента дискуссионности.

Авторы не преследуют цель дать исчерпывающую характеристику всех потоков энергии—массы, функционирующих в тектоносфере. Из большого их многообразия выбраны плутогенные, метаморфогенные, дислокационные (тектоногенные), вулканогенные и седиментогенные. Показано, каким образом можно использовать эти комплексы в качестве показателей морфогенетических типов морфоструктур. Выбор комплексов диктовался еще и тем, что они играют главную роль в морфогенезе. Кроме этого, авторы занимались картографированием морфоструктур, сложенных главным образом перечисленными комплексами.

Разделение потоков на центростремительный, центробежный и горизонтальный имеет глубокий смысл, так как за этим стоит не просто указание о направлении движения вещества, но и его состоянии. Так, например, такие центробежные потоки как плутоногенный, метаморфизма разуплотнения, соляной и глиняный диапировые, гидротермальный и другие функционируют в первую очередь благодаря условиям, благоприятным для осуществления разуплотнения вещества. При этом возрастает его объем в определенном месте, что и ведет к формированию положительных морфоструктур. Противоположный путь ведет к формированию отрицательных морфоструктур.

Для функционирования потоков необходимы соответствующие условия. Поток разуплотнения (центробежный), обмениваясь с окружающей средой, получает извне больше энергии и массы, чем отдает; поток уплотнения (центростремительный) получает извне меньше энергии и массы, чем отдает. В первом случае конфликт между теплотой и тяжестью разрешается в целом в пользу теплоты, во втором — в пользу тяжести. Морфогенез типа разуплотнения связан с возрастанием объема вещества, а типа уплотнения — с уменьшением объема, что ведет, соответственно, к дефициту или избытку свободного пространства.

Принимается, что наиболее распространенными в литосфере являются плутоногенный, метаморфогенный, дислокационный, седиментогенный и вулканогенный потоки. У каждого из них существуют две противоположности: поток разуплотнения и уплотнения, разница между которыми и обеспечивает движение. Чем больше эта разность, тем больше скорость потока, что в свою очередь сказывается на некоторых параметрах морфоструктур.

Рассмотрим коротко основные характеристики ведущих потоков и их морфоструктурообразующую роль.

Плутоногенные потоки (И). В обширном семействе инъективных потоков (соляного, глиняных диапиров, гидротермального и др.) ведущая роль принадлежит плутоногенным, которые распространены почти повсеместно.

Плутоногенным называется такой поток, при котором осуществляются процессы химического преобразования исходного вещества в условиях его плавления¹.

Главную роль в геоморфогенезе играет его центробежная составляющая, ответственная за формирование положительных морфоструктур, построенных обычно по законам центральной симметрии.

Плутоногенный поток имеет две составляющие: разуплотнения (I^+) и уплотнения (I^-), существующие одновременно. При $P_1, T_1 > P_2, T_2$, где P_1, T_1 — исходные параметры, а P_2, T_2 — конечные, осуществляется центробежное движение расплава. Если $P_1, T_1 < P_2, T_2$ — движение центростремительное, а при $P_1, T_1 \cong P_2, T_2$ — движение отсутствует. Эти три состояния все время присутствуют в каждом плутоногенном потоке, но в его начальной стадии преобладает центробежная составляющая, средней стадии свойственно примерное равенство центробежной и центростремительной составляющих (отсутствие движения), а в конеч-

¹ Здесь и далее в определении включена характеристика ведущего процесса.

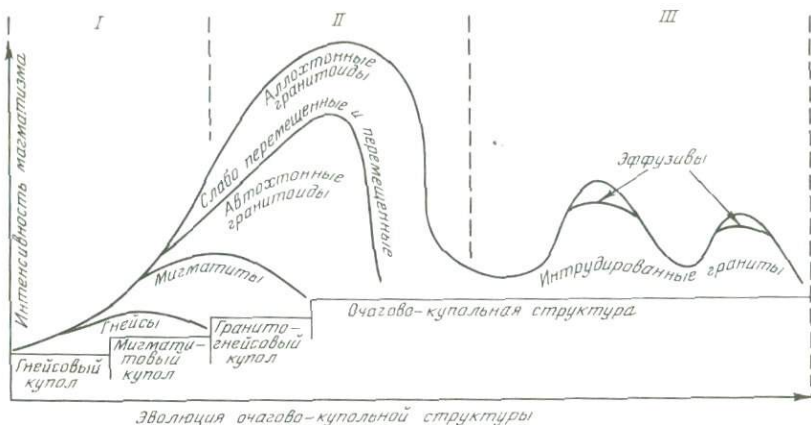


Рис. 10. Схема эволюции очагово-купольных структур и последовательности развития в них гранитоидного магматизма [Байкальский..., 1984]

ной стадии преобладает центростремительная составляющая. Последняя стадия, по-видимому, наступает еще тогда, когда вещество находится в расплавленном состоянии, и длится до тех пор, пока P и T плутоногенного потока не уравниются с P и T вмещающих пород (отсутствие обмена энергией).

Изостатическое «всплытие» интрузивных массивов, связанное с уменьшением нагрузки [Косыгин и др., 1985], непосредственного отношения к плутоногенному потоку не имеет. Этот тип движения лучше включить в дислокационный (тектоногенный) поток.

Плутоногенный поток разуплотнения может быть подразделен на три подкласса: инфраинтрузивный (I_1^+), собственно интрузивный (I_2^+) и ультраинтрузивный (I_3^+), основные параметры которых указаны в табл. 2. Существование потоков обеспечивается в первую очередь уменьшением значений P и T в направлении $I_1^+ \rightarrow I_2^+ \rightarrow I_3^+$, которое может осуществляться как в пространстве, так и во времени. Максимальный морфотектонический эффект достигается при радиальном центростремительно направленном потоке. Именно эта составляющая имеет ведущее значение для эндогенного геоморфогенеза.

Развитие потока I^+ может остановиться на любой стадии. В связи с этим плутоногенные морфоструктуры могут быть «одно-, двух- и трехэтажными» (рис. 10). В этом случае каждый последующий поток наследует полностью или частично структуры, созданные предыдущим. Разрыв во времени между потоками может быть очень большим, что свидетельствует о длительном существовании основного магматического очага [Байкальский..., 1985]. Такие же соотношения структур и возраста потоков установлены нами в пределах Маймакано-Батомгского поднятия Сибирской платформы.

В табл. 2 видно, что приведенные в ней параметры тесно связаны между собой. Эксперименты показали, что варьируя скорости инъекции, можно изменить соотношение между такими величинами как R , H , α . Аналогичного же эффекта можно добиться, изменяя вязкость инъектив-

Характеристика основных морфоструктурообразующих потоков энергии – массы – показателей генетических типов морфоструктур

Таксон*		Конформный комплекс							
Тип	Класс	Подкласс	вещественный	структурные					
				F_1	Z	R/H	α	M	V
Плутогенный (И)	Разуплотнения (И*)	Ультраинтрузивный (И ₃ ⁺)	Аллохтонные интрузии (субинтрузии, экструзии, некки и др.)	Изометричная	Положительный	$R < H$	Малый		Большая
		Собственно интрузивный (И ₂ ⁺)	Аллохтонные интрузии (абиссальные, мезоабиссальные, гипабиссальные)			$R \approx H$	Средние		
		Инфратрузивный (И ₁ ⁺)	Автохтонные интрузии (гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы)			$R > H$	Большой	Малая	
Уплотнения (И ⁻)	—	—	—						
Метаморфогенный (М)**	Уплотнения (М ⁻)	Супраметаморфогенный (М ₁ ⁻)	Эпизона; фация домонтин–прениг–пумпелитовая, зеленых сланцев		Изометричная и линейная	Отрицательный	$R > H$	Большие	Малая
		Собственно метаморфогенный (М ₂ ⁻)	Мезозона; фация эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая низких давлений				$R \approx H$	Средние	
		Ультраметаморфогенный (М ₃ ⁻)	Катазона; фация амфиболитовая средних и высоких давлений, гранулитовая	$R < H$			Малые	Большая	
	Разуплотнения (М ⁺)	—	—	—					
Дислокационный (Д) (тектоногенный)	Уплотнения (Д ⁻)	Супрадислокационный (Д ₁ ⁻)	Эпизона; складчатость*** эпизональная (гравитационная оплывная)	Линейная		Отрицательный	$R > H$	Большие	Малая
		Собственно-дислокационный (Д ₂ ⁻)	Эпизона; складчатость эпизональная (отраженная – коробления)				$R \approx H$	Средние	
		Ультрадислокационный (Д ₃ ⁻)	Мезозона; складчатость мезозональная (шовная – приразломного смятия и торшения)		$R < H$		Малые	Большая	
	Разуплотнения (Д ⁺)	Ультрадислокационный (Д ₃ ⁺)	Мезозона; складчатость мезозональная (шовная – приразломного сжатия и торшения)		Положительный	$R > H$	Малые	Большая	
		Собственно дислокационный (Д ₂ ⁺)	Эпизона; складчатость эпизональная (отраженная – коробления)			$R \approx H$	Средние		
		Инфратдислокационный (Д ₁ ⁺)	Эпизона; складчатость эпизональная (гравитационная всплывания – дилиризм нагнетания)			$R > H$	Большие	Малая	

* – наименования некоторых таксонов условные; ** – другие виды метаморфизма в таблицу не включены
 Линейные, угловые и другие параметры: F_1 – геометрическая форма, Z – знак (направленность движения)
 α – телесный угол, M – масса (объем), V – скорость, F_2 – форма геоморфологической поверхности

геоморфологический		Энергия		Ведущий процесс	Область преимущественного распространения (континент)
F_2	Склон	P, T			
Выпуклая (положительная)	Крутой	$P_3 < T_3$	$P_1 T_1 > P_2 T_2 > P_3 T_3$	Физико-химический	Вулканические и вулканоплутоногенные пояса, вулканические островные дуги, рифты, дивергентные зоны, орогенные пояса
	Средней крутизны	$P_2 < T_2$			Плутоногенные пояса, антиклинории, своды, вулканоплутоногенные пояса, краевые части некоторых платформ
	Пологий	$P_1 < T_1$			Щиты, внутриплатформенные поднятия, срединные массивы, иногда ядра антиклинориев
Вогнутая (отрицательная)	—	$P > T$	$P_3 T_3 > P_2 T_2 > P_1 T_1$	Физико-химический	Везде, где функционирует плутоногенный поток
Вогнутая (отрицательная)	Пологий	$P_1 > T_1$			Эпигеосинклинальные области, антиклинории, конвергентные области и другие места сгущения континентальной коры, щиты и авлакогены, зоны разломов
	Средней крутизны	$P_2 > T_2$			Щиты, внутриплатформенные поднятия, фундаменты платформ, срединные массивы, ядра некоторых антиклинориев
	Крутой	$P_3 > T_3$	Щиты, фундаменты платформ и внутриплатформенные поднятия, срединные массивы		
Выпуклая (положительная)	—	—	—	Физический (механический)	Везде, где функционируют метаморфогенный поток уплотнения и плутоногенный разуплотнения
Вогнутая (отрицательная)	Пологий	$P_1 > T_1$	$P_3 T_3 > P_2 T_2 > P_1 T_1$		Пликативы и дизъюнктивы плитных комплексов, формирующихся и слабо деформированных рифтовых и других впадин
	Средней крутизны	$P_2 > T_2$			Пликативы и дизъюнктивы орогенных комплексов
	Крутой	$P_3 > T_3$		Пликативы и дизъюнктивы геосинклинальных комплексов	
Выпуклая (положительная)	Крутой	$P_3 > T_3$	$P_1 T_1 > P_2 T_2 > P_3 T_3$	Физический (механический)	Пликативы и дизъюнктивы орогенных комплексов
	Средней крутизны	$P_2 > T_2$			Пликативы и дизъюнктивы плитных комплексов, формирующихся и слабо деформированных рифтовых и других впадин
	Пологий	$P_1 > T_1$			

ны; *** — общие наименования складчатостей и их типы по Е.И. Паталаха, М.Е. Паталаха [1984].

ний), R — радиус у изометричных и малая полуось у линейных форм, H — высота,

ти, P — давление (сила тяжести), T — температура

ного материала [Таши и др., 1985]. Экспериментальные данные согласуются с измерениями параметров реальных интрузивов. Так, по Ю. П. Масуренкову [1979] следует, что среднестатистический объем интрузивного пространства, занятого гранитоидами, на порядок больше пространства, занятого габброидами, при значениях $H=20$ км. За этим стоят изменения R , α и, по-видимому, скорости инъекций; продолжительность функционирования соответствующей части инъективного потока.

Потоки отличаются как по глубинам формирования, так и по основным типам интрузивов. Поток I_1^+ формирует главным образом автохтонные интрузии, I_2^+ — аллохтонные, а I_3^+ — группу близповерхностных или даже поверхностных экструзий, экструзивную иглу Мон Пеле, например.

В пределах каждого подкласса интрузивных потоков разуплотнения возможно выделение отрядов, где взаимоотношения между основными параметрами будут примерно такими же, как и у предыдущих таксонов—подклассов. Так, например, известно, что абиссальные интрузии имеют большие объемы (M), меньшие мощности (H) и большие поперечники (R) по сравнению с мезоабиссальными, а они, в свою очередь, по отношению к гипабиссальным; возрастают степень разуплотнения материала, его подвижность и т. д.

Плутоногенные потоки уплотнения ответственны за формирование отрицательных морфоструктур. Так, с ними связано формирование вулcano-тектонических морфоструктур. Скудность наших знаний о плутоногенных потоках уплотнения не дает оснований для их более дробного подразделения, тем более что морфоструктуры, связанные с ними, воспринимаются обычно как тектоногенные.

Таким образом, функционирование плутоногенного потока может формировать одновременно три типа морфоструктур: положительные, отрицательные и квазиморфоструктуры («морфоструктуры» без знака). Однако деятельность плутоногенного потока создает некоторый остаточный эффект, обеспечивающий необратимость эволюции вещества и структур Земли. Суть его коротко состоит в следующем: если в какое-то место внедрился определенный объем расплава, то после его взаимодействия с вмещающими породами, частичного выведения за пределы литосферы в случае вулканизма и остывания всегда в данном месте останется некоторое количество вещества. Вот это приращение объема вещества и создает положительную плутоногенную морфоструктуру, у которой иерархический уровень выше, чем у связанных с ней отрицательных и квазиморфоструктур.

Метаморфогенные потоки (M). Наличие метаморфогенных пород является свидетельством протекания иных процессов преобразования исходного («субстратного») вещества.

Метаморфогенным называется такой поток, при котором осуществляются процессы физико-химического преобразования исходного вещества с частичным его плавлением.

Метаморфогенный поток, подобно плутоногенному, может быть подразделен на две составляющие: метаморфогенный разуплотнения (M^+) — центробежный и метаморфогенный уплотнения (M^-) — центростремительный. Какова относительная морфоструктурообразующая роль этих

потоков сказать можно в самом общем виде. Сложность состоит в том, что поток M^- — это поток, удаляющийся от поверхности Земли. Он «внедряется» в литосферу, т. е. направлен вглубь. При этом на поверхности Земли над потоком, в его тылу, создается избыток свободного пространства, которое выражено эндогенными отрицательными формами (впадины, котловины и др.). Для функционирования потока M^- в энергетическом смысле должно соблюдаться условие $P > T$. Кроме всего прочего, вещественные комплексы потока M^- оказываются захороненными под продуктами вулканогенного и седиментогенного потоков или преобразованы в разной мере в результате функционирования центральных потоков.

Метаморфогенный поток разуплотнения (M^+) функционирует при энергии $P < T$, когда начинается разуплотнение вещества и его центробежное движение, что ведет к формированию положительных морфоструктур. Примерное равенство энергий P и T не обеспечивает метаморфогенный тип геоморфогенеза.

Таксономия метаморфогенных потоков, их морфоструктурообразующая роль и основные параметры приведены в табл. 2. Сравнивая метаморфогенные потоки с плутоногенными, можно видеть, что по всем параметрам они сходны. Отличаются они в главном — различных процессах преобразования исходного вещества. Имеются отличия и в наименовании некоторых подклассов, но чисто формальные. Так, например, поток, стоящий в начале плутоногенного типа потоков, назван инфраинтрузивным (*infra* — под), а у истоков метаморфогенного — супраметаморфогенным (*supra* — над). Плутоногенные потоки по вертикали ранжированы согласно глубинам формирования, а метаморфогенные по P — T -показателям. Приведенные в табл. 2 способы градации вещественных комплексов всего лишь вариант, который может быть уточнен, дополнен, изменен, наконец. Руководящими здесь должны быть такие признаки, которые позволят ранжировать потоки по направленности, относительным энергетическим потенциалам и другим, сведения о которых запечатлены в соответствующих породах.

Дислокационные (тектоногенные) потоки. Термин тектоногенные структуры традиционно применяется для обозначения структур, возникших при деформации слоев горных пород. Это пликвативные и дизъюнктивные структуры. В таком понимании он ставится на один уровень с плутоногенными и метаморфогенными структурами. Однако они не менее тектоничны, так как их образование связано с потоками энергии—массы, функционирующими в той же самой тектоносфере. В случае тектоногенных структур исследуются обычно только формы, возникающие при дислокационном процессе. При этом предполагается, что с веществом происходят какие-то изменения, но каковы они, обычно не обсуждается.

Е. И. Паталаха [1981, 1985; Паталаха, Паталаха, 1984] в этом отношении продвинулся значительно дальше. Суть его исследований заключается в том, что выделяемые им тектонофации связывают между собой характер преобразования вещественных комплексов и соответствующие этим преобразованиям типы тектонических структур. Если отвлечься от возможности некоторого консерватизма форм, то окажется,

что потоку определенного генезиса будет соответствовать свой набор тектонических форм. Широко известно отличие тектонических форм, связанных с региональным метаморфизмом, от тектонических структур плитных комплексов, например.

В природе существует, однако, группа пород, в той или иной мере затронутых дислокационным процессом. От исходных пород они отличаются главным образом по своим физико-механическим свойствам (по пористости, плотности, степени интеграции и др.). Дислокации здесь почти не сопровождаются перекристаллизацией, а тем более плавлением агрегатов, несмотря на то что имеет место вынос (привнос) энергии — массы, который по своим масштабам не уступает предыдущим генетическим типам потоков. Эти признаки и кладутся в основу при выделении дислокационного потока.

Дислокационным (тектоногенным) называется такой поток, при котором осуществляются процессы физико-механического изменения исходного вещества.

Было бы более правильным, если вместо термина «тектоногенная морфоструктура» применять термин «дислокационная морфоструктура». В этом случае первый может употребляться в качестве термина свободного пользования, обозначающего морфоструктуру (структуру) любого происхождения.

П. М. Бондаренко [1985] показал, что при образовании пликативных дислокационных структур напряжения располагаются вполне закономерно, образуя три зоны: растяжения, сжатия и нейтральную. Зона растяжения расположена на выпуклой стороне структуры, зона сжатия — на вогнутой, а нейтральная разделяет их. В соответствии с этим на выпуклой стороне вещественный комплекс находится в состоянии некоторого разуплотнения, на вогнутой — оно несколько уплотнено, а в пределах нейтральной зоны состояние близко к исходному. Такие же зоны существуют и у дизъюнктивных морфоструктур. Таким образом, дислокационный поток, как и предыдущие, может быть подразделен на два типа: центробежный — разуплотнения (D^+), центростремительный — уплотнения (D^-). Они существуют одновременно.

Из анализа табл. 2 видно, что дислокационные потоки по своим параметрам сходны с плутоногенными и метаморфогенными. Вместе с тем эмпирически установлено, что образованные ими морфоструктуры, если судить по поверхности Земли, преобладают над плутоногенными и метаморфогенными. Это естественно, так как в общем дислокационный процесс имеет глобальный характер: метаморфический — от регионального до локального, а плутонический — от субрегионального до локального. Это общее правило имеет ряд исключений, когда речь идет об отдельных территориях, временных интервалах, тектонических режимах и др.

Каждому типу потоков свойственны преобладающие формы морфоструктур, что связано главным образом с симметрией потока, его компактностью, концентрацией и отклонениями от вертикали. Плутоногенные потоки формируют в основном изометричные морфоструктуры, построенные часто по закону центральной симметрии. Для метаморфогенного характерны как изометричные, так и линейные морфоструктуры, а дисло-

кационному потоку свойственно образование преимущественно линейных морфоструктур.

Характерно, что существуют взаимопереходы между типами потоков с изменением их знака. Так, например, M_3^- переходит в I_1^+ в связи с формированием гнейсов и мигматитов, которые приобретают свойства плутоногенных пород. Нет резких границ и между другими таксонами. Все это обуславливает наличие морфоструктур смешанных генетических типов.

Группа надлитосферных и прилитосферных потоков представлена двумя главными типами — седиментогенным и вулканогенным. Ареной их действия являются надлитосферные оболочки (атмосфера, гидросфера) и зона перехода литосфера — надлитосфера, где эти потоки образуют более или менее устойчивые объекты — геологические тела с определенным составом, структурой и формой, в том числе геоморфологической. Положение потоков в зоне перехода между литосферой и надлитосферой, агрегатное состояние вещества и другие качества этих потоков сказываются на их морфоструктурообразующей роли.

Седиментогенный поток (С) формируется за счет продуктов разрушения материала всех других генетических типов потоков.

Седиментогенным называется такой поток, при котором осуществляются процессы, приводящие к изменению физико-механических свойств исходного вещества. Оно находится здесь в суперразуплотненном состоянии и включается в состав воздушных и водных потоков, которые по своим плотностным, вещественным и другим характеристикам резко отличаются от потоков, функционирующих в литосфере. Седиментогенный поток, являясь порождением этих двух взаимодействующих сред, обладает качествами как той, так и другой. В морфоструктурном отношении седиментогенный поток может тормозить или способствовать процессам эндогенного геоморфогенеза. Так, например, продукты этого потока, накапливаясь в понижениях, сформированных другими центростремительными потоками, увеличивают вес постройки и способствуют ее прогибанию в результате возрастания значений P .

Вулканогенный поток (В) является порождением плутоногенного потока, чем и определяется его специфичность.

Вулканогенным называется такой поток, при котором осуществляются процессы, приводящие к изменению физико-механических свойств исходного вещества плутоногенного потока. Здесь можно выделить три составляющие: лавовую, пирокластическую, спекшихся (или сваренных) туфов. В первом случае процесс направлен на остывание и уплотнение вещества, во втором происходит суперразуплотнение магматогенного вещества, третьему типу свойственны черты первых двух составляющих. В связи с этим вулканогенный поток, являясь вполне самостоятельной категорией, обладает чертами как плутоногенного, так и седиментогенного потоков. Отсюда его двойная геоморфологическая роль. Формируя аккумулятивные тела типа вулканических конусов, например, он создает дополнительные возможности для проникновения плутоногенного потока на большую высоту, способствуя формированию положительных морфоструктур. Присоединяясь к седиментогенному потоку, он ведет к увеличению значений P и, в конечном счете, спо-

способствует уплотнению вещества. Продукты вулканизма могут служить в качестве комплексов — показателей динамики как положительных, так и отрицательных морфоструктур, выполняя роль то прямого, то косвенного признака. По-видимому, в двойственности вулканогенного потока кроется причина того, что его истинная морфоструктурообразующая роль далеко не выяснена.

Сравнивая описанные выше пять типов потоков энергии—массы, можно видеть, что главными при их формировании являются различия преобразования исходного вещества в типах ведущих процессов: седиментогенный — механический, дислокационный — физико-механический, метаморфогенный — физико-химический, плутоногенный — химический.

Сочетания потоков. Главные потоки энергии—массы, охарактеризованные выше, в природе образуют обычно сочетания. Так, например, такая морфоструктура как плутоногенный купол бывает сложена тремя типами пород: интрузивными—ядро, метаморфогенными — промежуточная зона и дислокационными—периферия. Несмотря на то что морфоструктура образована всей совокупностью перечисленных потоков с вытекающими из этого последствиями, ведущим здесь является тот, который был инициатором всех остальных потоков—плутоногенный.

При картографировании морфоструктур — объектов с обязательным присутствием геоморфологической составляющей, определение их морфогенетического типа осуществляется по комплексам — инициаторам процессов эндогенного геоморфогенеза, выраженных на поверхности Земли в виде соответствующих пород. Привлечение косвенных признаков желательно, но они не могут быть решающими, так как в противном случае нельзя будет максимально избавиться от элемента субъективизма.

Вернемся к примеру с купольной морфоструктурой. При минимальном уровне среза его генетический тип будет определен как дислокационный пликативный или дизъюнктивно-пликативный. Средний уровень среза выведет на поверхность метасоматический комплекс и это будет уже метасоматический купол и, наконец, при большем уровне среза он будет отнесен к плутоногенному куполу. Конечно, анализируя геофизические данные, например, можно прийти к выводу о плутоногенной природе купола, но вывод этот будет страдать некоторой гипотетичностью до тех пор, пока исследователь не получит возможность наблюдать вещественный комплекс непосредственно. Так, из геофизических данных следует, что в основании Сихотэ-Алиньского орогена залегает гигантский батолит, у которого определены многие параметры [Рейнлиб, Романовский, 1977; Петрищевский, 1985; Романовский, 1985]. В приповерхностной части этой морфоструктуры преобладает дислокационный комплекс, соразмерный по уровню организации с орогеном. Все остальные комплексы (плутоногенный, метаморфогенный, седиментогенный и вулканогенный) образуют морфоструктуры низших рангов и в расчет в данном случае приниматься не должны.

Изложенное выше не исключает, конечно, создание различных гипотез, объясняющих природу той или иной морфоструктуры, однако картографируются не гипотезы, а конкретные вещественно-структурные комплексы с конформной им однопорядковой геоморфологической поверхно-

Группировка сочетаний интрузивных потоков
по направленности и интенсивности на уровне классов

Направленность потока	Относительная интенсивность потока										
Центробежный	Б о л ь ш е:										
	$I_1^* I_2^*$	$I_1^* I_3^*$	$I_2^* I_1^*$	$I_2^* I_3^*$	$I_3^* I_1^*$	$I_3^* I_2^*$	—	—	—	—	—
	М е н ь ш е:										
	$I_1^- I_1^*$	$I_1^- I_2^*$	$I_1^- I_3^*$	$I_2^- I_1^*$	$I_2^- I_2^*$	$I_2^- I_3^*$	$I_3^- I_1^*$	$I_3^- I_2^*$	$I_3^- I_3^*$	$I_3^- I_1^*$	$I_3^- I_2^*$
Центростре- мительный	Б о л ь ш е:										
	$I_1^- I_2^-$	$I_1^- I_3^-$	$I_2^- I_1^-$	$I_2^- I_3^-$	$I_3^- I_1^-$	$I_3^- I_2^-$	—	—	—	—	
	М е н ь ш е:										
	$I_1^+ I_1^-$	$I_1^+ I_2^-$	$I_1^+ I_3^-$	$I_2^+ I_1^-$	$I_2^+ I_2^-$	$I_2^+ I_3^-$	$I_3^+ I_1^-$	$I_3^+ I_2^-$	$I_3^+ I_3^-$	$I_3^+ I_1^-$	$I_3^+ I_2^-$

стью. Элемент гипотетичности не исключается при составлении разрезов и блок-диаграмм, это неизбежно.

Тектоногенные потоки в природе образуют различные сочетания, но при этом чаще всего сохраняется такой порядок, когда смежными оказываются потоки, обусловленные близкими процессами. Если из тектоногенных потоков исключить вулканогенный и седиментогенный из-за их малой морфоструктурообразующей роли, то можно вывести следующий гомологический ряд: дислокационный \rightleftharpoons метаморфогенный \rightleftharpoons плутоногенный. Перечисленные потоки взаимодействуют как в пространстве, так и во времени.

Исследуя сочетания потоков и их направленность, следует иметь в виду, что одновременно действующие разнонаправленные потоки одинаковой интенсивности не формируют морфоструктур. Условимся, что при записи потоков в виде символов при их парном сочетании, слева будет располагаться поток меньшей интенсивности. Для простоты отбросим противоположно направленные потоки, тогда окажется основных (3), их парные сочетания (6) и сочетания по три (6) — всего (15) разновидностей потоков¹: H^+ , M^+ , D^+ , I^+M^+ , I^+D^+ , M^+I^+ , D^+I^+ , D^+M^+ , M^+D^+ , $I^+M^+D^+$, $I^+D^+M^+$, $M^+I^+D^+$, $M^+D^+I^+$, $D^+M^+I^+$, $D^+I^+M^+$. В приведенных сочетаниях интенсивности потоков складываются. Исходя из того, что при разнонаправленных потоках морфоструктурообразующее значение имеет поток с большей интенсивностью, в одних случаях суммарный эффект приведет к возрастанию общей интенсивности, в других — к ее уменьшению. В табл. 3 приведен пример такого типа сочетаний.

Обозначение наименований сочетающихся потоков проводится по

¹ Названия основных потоков приведены в табл. 2

следующим правилам. В случае парных потоков на первом месте фигурирует название потока с меньшей интенсивностью, на втором — с большей. Например: плутоногенно-метаморфогенный разуплотнения (I^+ , M^+). При сочетании потоков по три на первом месте в термине стоит наименование потока средней интенсивности, на втором — максимальной, а наименование наиболее слабого потока добавляется через союз «с»: метаморфогенно-плутоногенный разуплотнения с дислокационным уплотнением ($D^- M^+ I^+$).

В чем смысл сочетаний, если для установления генетического типа морфоструктуры достаточно определить природу инициирующего потока? Картографирование морфоструктур является не самоцелью. Их модели необходимы для последующих операций, преследующих теоретические, практические или те и другие цели. Так, например, составление морфоструктурной карты Западного Приохотья преследовало конкретную цель: поиски рудных узлов на определенный вид полезных ископаемых. Важное значение имели почти все комплексы, но особую роль играли магматогенные. В этом случае наряду с плутоногенными морфоструктурами выделялись и вулканоплутоногенные. Таким образом, выбор вещественно-структурных комплексов, показателей и их сочетаний зависит от целей морфоструктурного картографирования, он должен обеспечить максимальную эффективность исследований.

ВЫВОДЫ

1. В геоморфогенезе участвуют следующие основные вещественные комплексы: плутоногенный, метаморфогенный, дислокационный (тектоногенный), вулканогенный и седиментогенный. Морфоструктурообразующая роль двух последних потоков невелика.

2. Каждый поток имеет три составляющие: разуплотнения (центробежную), уплотнения (центростремительную), промежуточную (квазипоток).

3. Генетические типы потоков энергии—массы отличаются один от другого по основным процессам преобразования исходного вещества, которому соответствуют свои структуры, тектонические и геоморфологические формы.

4. Геоморфогенез возможен при любых процессах и механизмах, способных обеспечить разуплотнение (уплотнение) исходного вещества путем механического, физического, химического или их совместного воздействия на него. Инициаторами геоморфогенеза являются потоки энергии—массы.

5. Генезис потоков является одним из важных критериев при морфогенетической классификации морфоструктур.

Глава 4

ИЕРАРХИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Общность объектов геотектоники и геоморфологической тектоники (морфотектоники) позволяет воспользоваться основными достижениями теоретической тектоники в области состава, структур и иерархии геологических тел [Шатский, 1963, 1964, 1965; Яншин, 1965а,б; Попов, 1966; Херасков, 1967; Боголепов, 1968, 1971, 1974а,б, 1985; Справочник..., 1970; Богданов и др., 1972; Воронин, Еганов, 1972; Пейве и др., 1972, 1976; Пушаровский, 1972, 1980; Хаин, 1973а,б, 1984; Драгунов и др., 1974; Косыгин, 1974, 1983; Соловьев, 1974, 1975; Белоусов, 1975, 1978; Богданов, 1976; Чиков, 1976, 1981, 1983, 1984, 1985; Забродин, Соловьев, 1977; Кузнецов, 1977, 1985; Цейслер, 1977; Иерархия..., 1978; Методы..., 1978; Вотах, 1979, 1983, 1985; Главные..., 1979; Структура континентов..., 1979; Штрейс и др., 1980; Горецкий и др., 1981; Дюфур, 1981; Забродин, 1981, 1985б; Геологические формации..., 1982].

Основное внимание нами уделяется геоморфологическим аспектам геолого-геоморфологических комплексов, на которые многие геологи, как уже указывалось, или не обращают внимания, или обращаются к ним на уровне тектонических комплексов, выделяя так называемое геоморфологическое пространство [Вотах, 1985]. Геоморфологическими особенностями обладают любые вещественно-структурные комплексы любого уровня организации, попавшие в зону экзо-, эндогеоморфогенеза или экзогенно-активного слоя. Другое дело, что наиболее полно в геоморфологическом отношении оказались изученными к настоящему времени тектонические и формационные комплексы. К тому же этому способствовал вольный или невольный «отрыв» геоморфологической поверхности от вещественно-структурного комплекса. Наконец, придавая решающее значение в формировании поверхности экзогенным причинам, считая субстрат пассивным или относительно пассивным, климатическая (экзогенная) геоморфология не нуждалась в подробной его характеристике.

Иерархия объектов геотектоники и морфотектоники, показанная на рис. 1, взята за основу в табл. 4.

МИНЕРАЛЬНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ

Структурные единицы низшего уровня организации, представленные молекулами, минералами и минеральными агрегатами — монопорадами, привлекают мало внимания геоморфологов и, по-видимому, останутся вне сферы их внимания. Если вспомнить историю развития кристаллографии, то в начальные ее периоды изучались кристаллографические формы и сама поверхность кристаллов. Известны и поверхности многих минеральных агрегатов — монопород, попавших в зону геоморфогенеза. Это различные формы выветривания, пока почти не систематизированные. Несмотря на то что это обычно объекты малых размеров, их геоморфологическое значение от этого не уменьшается.

Таблица 4

Иерархия морфотектонических объектов Земли

Морфотектонические объекты		Конформные комплексы		
Группа	Ранг	Наименование*	Конформные комплексы	
			Вещественные	Структурные (внутренняя структура)
Морфоструктуры	Минеральная	1 Микроструктуры (молекулы)	Водород, кислород, вольфрам, фтор и т.д.	Силикаты, карбонаты, галоиды и т.д.
		2 Мезоструктуры (минералы)	Силикаты, карбонаты, галоиды и т.д.	Кварц, кальцит, галит и т.д.
		3 Макроструктуры (породы)	Кварц, кальцит, галит	Песчаник (кварцит), известняк, соль
	Морфотектуры (формационная)	4 Элементарные морфотектуры (наборы пород)	Песчаники, известняки, соль	Элементарный ритм
		5 Мезоморфотектуры (геоформации)	Элементарный ритм**	Мезоритм
		6 Макроморфотектуры (формационные комплексы)	Мезоритм	Макроритм
	Геотектуры (геотектурная)	7 Элементарные геотектуры (тектонические комплексы)	Макроритм	Мегаритм
		8 Мезогеотектуры (слой земной коры)	Мегаритм	Гигаритм
		9 Макрогеотектуры (геоструктурные области)	Гигаритм	Тераритм
	Архитектуры (глобальная)	10 Элементарные архитектуры (глобальные зоны)	Тераритм	Глобальный ритм
		11 Мезоархитектуры (геосферы)	Глобальный ритм	Сфераритм
		12 Макроархитектуры (сегменты планеты)	Сфераритм	Георитм

* В скобках указаны наименования объектов геотектоники;

** Вместо ритмита можно употреблять термины "циклит" или "композит".

Конформные комплексы		Примеры
Формы		
Пликативные и дизъюнктивные	Геоморфологические	
Формы молекул в "свободном" пространстве		Фигуры травления
Кристаллографические формы минералов		Поверхности минералов
Первичные формы пластов, магматических и метаморфических тел	Части поверхностей тел и пластов	Морфоскульптуры
Элементарных ритмов	Части поверхностей тектонических форм элементарных ритмов	Междуречье – антиклиналь, разлом – уступ и т.д.
Мезоритмов	Части поверхностей тектонических форм мезоритмов	Хребет – антиклиналь, грабен – долина и т.д.
Макроритмов	Части поверхностей тектонических форм макроритмов	Впадина – краевой прогиб, хребет – антиклинорий и т.д.
Мегаритмов	Части поверхностей тектонических форм мегаритмов	Равнины – плиты, горы – геосинклинали и др.
Гигаритмов	Части поверхностей тектонических форм гигаритмов	Материковые выступы, океанические впадины, окраинные моря
Тераритмов	Части поверхностей тектонических форм тераритмов	Области: равнинно-кратонные, горно-складчатые, рифтовые и др.
Глобальных ритмов	Части поверхностей тектонических форм глобальных ритмов	Плиты и шовные зоны
Тектонические и геоморфологические формы совпадают		

Молекулы (первый ранг). Из кристаллографии и петрографии рудных пород известно, что на поверхности кристаллов образуются так называемые фигуры травления, которые используются часто в диагностических целях. Таким образом, этот своеобразный микрорельеф, проявляющийся в особых условиях, может ответить на вопрос о составе и структуре элементарных ячеек минералов — молекулах, т. е. по узору поверхности минералов (рельефу) можно судить об их качествах. И хотя геоморфологи этими вопросами не интересуются, уже факт возможности использовать поверхность в качестве диагностического признака таких объектов тектоники, как молекулы, позволяет относить их и к объектам геоморфологической тектоники (морфотектонике). Предлагается выделять их в качестве микроструктур, под которыми понимается состав и структура тел уровня молекул с конформной им поверхностью фигур травления. Конечно, картографировать в общепринятом смысле такие объекты никто не будет. Однако вспомним, что петрограф, изучая фигуры травления в аншлифах, занимается именно своеобразным картографированием «геоморфологической» поверхности с целью определения структуры и состава молекул, формирующих минерал. В этом случае кристаллографические формы являются фоном и не имеют решающего значения.

Минералы (второй ранг). Для объектов этого уровня форма — уже достаточно четкий отличительный признак. Характерно, что минералы приобретают более или менее правильные кристаллографические формы главным образом в зоне перехода сред с различными плотными характеристиками: минералы — расплавы, растворы, газы, т. е. для этого нужно относительно свободное пространство хотя бы в одном измерении. Те же условия нужны и для проявления геоморфологической поверхности: литосфера, гидросфера, атмосфера. Таким образом, минералы, у которых хотя бы частично сформировались присущие им кристаллографические формы, можно считать геолого-геоморфологическими объектами. И здесь, как и в предыдущем случае, форма используется в качестве диагностического признака, конечно с учетом того, что существует явление конвергенции и дивергенции признаков.

Внешние формы, возникающие в свободном пространстве, на уровне ранга «минералов», мы предлагаем называть мезоструктурами, под которыми понимаются состав и структура тел минерального уровня организации с конформной им внешней кристаллографической («геоморфологической») формой. Объектами этого ранга занимается кристаллография, изучающая их состав, структуру и форму. Уже на этом уровне отчетливо можно уловить действие дислокационных процессов: переориентировку оптических осей, двойникование, кливаж и другие, нарушающие первичность связей вещество — структура — форма.

Монопороды (третий ранг) завершают минеральную группу объектов. Третий ранг, занимая переходное положение между двумя группами, обладает свойствами смежных рангов. Здесь на первый план выдвигаются уже структурно-текстурные особенности пород, а их состав — на второй план, хотя его ведущее значение остается прежним. Так, сравнивая поверхность пластов песчаника одинакового состава, но с разной структурно-текстурной характеристикой, мы увидим, например, что у массивных однородных песчаников поверхность построена проще, чем у косослоис-

тых, к тому же разнозернистых. Сложность поверхности последних объясняется чисто структурными качествами. Еще сложнее становится поверхность, если наряду с текстурно-структурными особенностями намечаются и различия в составе минеральных агрегатов. «Оспенная» поверхность характерна для биотит-кордиеритовых роговиков, «сухарный» вид приобретают песчаники с карбонатным цементом, а неровности поверхности «дырчатых» песчаников обусловлены различной скоростью растворения отдельных зерен. Этот перечень может быть продолжен. Поверхность обломков пород широко используется геологами при геологическом картировании в качестве диагностического признака, естественно, с рядом ограничений. Этот огромный опыт, к сожалению, не изучен и не систематизирован и каждый геолог начинает как бы сначала. Парадокс заключается в том, что «геоморфологией» породного уровня занимаются все и ею не занимается никто, хотя как научное, так и практическое ее значение несомненно.

Таким образом, на монопородном уровне ведущее значение приобретают макроскульптуры, под которыми понимаются структурно-текстурные особенности слоев пород определенного состава с конформной им внешней, «геоморфологической» поверхностью. Скульптуры, как и в предыдущих случаях, начинают играть роль на контакте разнородных сред: породы, с одной стороны, и атмо-, гидросферы — с другой. Скульптурами, как случается иногда с пограничными объектами, пока не занимается серьезно никто. Дальнейшее подразделение скульптур возможно с использованием гранулометрической шкалы и текстурных особенностей пород.

На уровне монопород в геоморфологической поверхности, той самой, которой уже начинают интересоваться геоморфологи, появляются неровности, обусловленные формами монопородных геологических тел. Это отдельные мелкие тела интрузий, дайки, иглы и некки, пласты вулканитов, карбонатных, кремнистых и других пород. На этом уровне структурно-текстурные особенности отступают на второй план и тела выступают в роли монолитов. Так, например, дайки в ряде случаев образуют выступы, «заборы», протягивающиеся на многие километры. В бассейнах рек Маймакан и Батамга, впадающих в р.Мая, дайки протягиваются на многие десятки и сотни километров. Эти образования легко дешифрируются на снимках как по фототону, так и по системе узких протяженных гряд, прерывающихся долинами пересекающих их водотоков, т. е. они выражены в геоморфологической поверхности. В Приморском крае известно большое количество тел кремнистых пород, образующих серию кулисообразных линз, выступающих в рельефе в виде скальных гребней, что используется при дешифрировании снимков. Примеров таких много. Главная особенность рельефообразования на уровне монопород заключается не только в их составе, но и в форме, и характере залегания тел, пластов. Это, согласно данному ранее определению, уже морфоскульптуры. Можно выделить три типа морфоскульптур: 1) гребни, гряды, 2) уступы и 3) сочетание типов 1 и 2. Гребни и гряды образуются в тех случаях, когда падение слоев крутое ($60-90^\circ$). Здесь склоны конформны длинным сторонам тел. Уступы характерны для полого залегающих тел ($0-30^\circ$), когда рельефообразующую роль играют торцевые части геологических тел. При средних

углах падения (30—60°) постепенно исчезают уступы и начинают преобладать гребни и гряды. Таким образом, на монопородном уровне наряду со скульптурами, обусловленными особенностями строения пластов, появляются уже и морфоскульптуры, в которых начинает играть роль форма геологических тел, пластов.

Тектонические деформации пластов на этом уровне хоть и редко, но все же известны. Это весьма пологие складки, скорее коробление слоев, высота которых меньше мощности пласта. В рельефе складки выражаются в виде весьма пологих понижений и поднятий небольшой протяженности. Возможны и флексуры — перегибы пологих склонов, но они встречаются еще реже, так как быстро вуализуются склоновыми отложениями. Дизъюнктивы на этом уровне представлены, по-видимому, как кливажом, так и трещинами (см. табл. 4). Таким образом, морфоструктуры породного уровня — зачаточные или примитивные формы, возникающие, скорее всего, в период седиментации, на стадии диагенеза или ранних стадиях прогрессивного метаморфизма низких ступеней, чем и объясняется пологая форма дислокаций. По Е. П. Паталаху [1981, 1985], такие формы возникают в юную стадию тектогенеза.

Картировочное значение морфоструктур третьего ранга неясно. Они очень редко могут быть выделены при составлении карт 1:1 000 — 1:5 000 для рудных полей. Следует ожидать, что при картографировании морского дна такие структуры могут встречаться чаще, но их будет трудно отличать от первичных форм аккумулятивных тел, если не будут применяться геофизические методы исследования.

Прослеживая характер «геоморфологических» поверхностей в минеральной группе объектов, мы видим, что структурные ячейки рангов (молекулы, минералы, породы) выражены на поверхности по своему. Установить здесь переход количества в качество не удастся, хотя ясно, что «геоморфологическая» поверхность члена низшего ранга качественно отличается от поверхности соседнего ранга. Третьему рангу (монопороды) присущи уже три категории объектов: скульптуры, морфоскульптуры, отражающие структурно-текстурные свойства тел, их первичную и тектоническую (вторичную) форму с конформной им геоморфологической поверхностью. Информация о поверхности скульптуры закладывалась в период формирования породы, морфоскульптуры — в период формирования пласта и особенно завершения этого процесса и, наконец, морфоструктуры — в период тектонической деформации исходной формы. Эта информация проявилась и, как только геологическое тело оказалось в зоне перехода литосфера — надлитосфера.

ВЫВОДЫ

1. В минеральной группе геолого-геоморфологических объектов выделяются микро- и мезоструктуры, макроструктуры, морфоскульптуры и морфоструктуры, отражающие различные уровни организации объектов.

2. Пограничные объекты обладают и свойствами объектов смежных уровней организации, что обуславливает наличие гомологических рядов.

3. Объекты минеральной группы не являются традиционными объекта-

ми морфотектоники, хотя диагностирующая роль «геоморфологической» поверхности на уровне каждого ранга несомненна.

4. Геоморфология занимается монопородными объектами (третий ранг) тогда, когда они выражаются в виде морфоскульптур. Морфоструктуры на этом уровне обычно не изучаются.

5. Более дробное деление объектов уровня третьего ранга возможно с использованием гранулометрической шкалы и текстурных подразделений пород.

ФОРМАЦИОННАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ

Способы группировки пород или расчленения породных ассоциаций зависят от целей исследования [Еганов, Воронин, 1968, 1972]. Так например, расчленение толщ при геологической съемке зависит в первую очередь от масштаба и затем от строения разрезов, так как карта имеет определенную емкость.

Процедура выделения наборов пород, формаций и формационных комплексов описана весьма подробно и на этом здесь не стоит останавливаться [Шатский, 1965; Вассоевич, 1966; Херасков, 1967; Архипов, 1973; Кузнецов, 1973; Хаин, 1973а,б, 1984; Драгунов и др., 1974; Муратов, 1975; Кузнецов, и др., 1976; Метаморфические..., 1977; Цейслер, 1979; Геологические формации, 1982; и др.]. Подчеркнем лишь, что основной упор делается на вещественно-структурные характеристики с определением генетических и парагенетических связей между членами. Несмотря на более или менее устоявшиеся принципы, в деле группировки от наборов пород до формационных комплексов есть целый ряд неясностей типа «особый парагенез», «более крупное подразделение», «определенная внутренняя структура», «мощность (выдержанная, невыдержанная)», «наличие перерывов, структурных этажей» и т. д.

Несмотря на приведенный выше далеко неполный ряд принципов выделения, расчленения толщ на такие уровни организации, как наборы пород, формации и формационные комплексы, все же нет четких критериев проведения границ между ними. Неясно, каково минимальное количество и какими качествами должны обладать подразделения низшего ранга, чтобы их можно было перевести в следующий ранг или, как говорят, узнать «лицо» подразделения.

Анализируя структуру объектов минеральной группы, можно увидеть одну весьма интересную закономерность, которая проявляется и в остальных группах (см. табл. 4). Каждому объекту присущи свои особенности проявления, позволяющие выделять его в качестве геолого-геоморфологической системы определенного уровня организации: вещественное содержание, структура связей элементарных ячеек объектов, форма — внешнее выражение структуры и поверхность, в том числе и геоморфологическая, — особенность формы в специфических условиях, в зоне контакта сред с резко различающимися плотностными характеристиками, в нашем случае — это контакт твердой среды (минерал, породы и т. д.) с атмосферой и гидросферой.

Весьма примечательными являются категории вещественного содержания и структуры связей элементарных ячеек. Из анализа табл. 4

видно, что структура низшего ранга выступает как вещественная основа элементарной ячейки следующего более высокого ранга. Так, например, в качестве вещественного содержания ранга «минералы» выступают окислы — силикаты, карбонаты и т. д., которые на молекулярном уровне играли роль структуры. Сами минералы (сфалерит, галенит и т. д.) являются одновременно структурами на минеральном уровне организации и вещественной основой породного уровня организации. В этом ярко проявляется переход количества (структура) в новое качество (вещество) с образованием нового, следующего более высокого ранга объекта.

Эту примечательную особенность перехода количества в новое качество предлагается использовать при выделении объектов любого уровня организации. Так, например, набор типа песчаник—алевролит—аргиллит для породного уровня выступает в качестве структуры, а для наборов пород — в качестве вещества, которое имеет уже свою структуру — элементарный ритм. Действительно, в названиях наборов пород, элементарных ритмов, фигурируют обычно не химический и не петрографический составы пород, а их структурные особенности: песчано-глинистый, алевро-пелитовый и т. д. Данные о петрографическом составе привлекаются тогда, когда возникает необходимость в этом. Вот здесь, по-видимому, начинает сказываться влияние цели исследования.

Начиная с четвертого ранга, структурную организацию объекта рациональнее всего представлять через ритмичность, так как она является одной из наиболее легко улавливаемых особенностей геологических объектов. Естественно, что уловить, обнаружить ритмичность удастся не всегда, но предлагаемый метод, как и любой другой, должен иметь пределы применения. Смысл заключается в том, чтобы круг охватываемых при этом объектов был как можно шире. Данные о ритмичности, по нашему мнению, удовлетворяют этому требованию. Номенклатура ритмов ясна из табл. 4, хотя надо признать, что она несколько отличается от распространенных представлений, особенно в отношении ритмов высоких рангов.

И. В. Хворова в свое время предложила называть набор пород, входящих в ритм, «ритмитом». Это не прижилось, по-видимому, потому, что термин оказался каким-то безотносительным. Е. И. Паталаха [1981] для сложных тектонических структур применяет термин «композит», «тела-композиты», означающий, что объект состоит из нескольких элементов, определенным образом связанных в единое целое. Основное различие между терминами «ритмит» и «композит» состоит в том, что первый указывает на наличие определенного порядка в расположении связанных элементов композиции ритма, а «композит» — на то, что элементы образуют какую-то композицию. Таким образом, здесь термину «ритмит» следует отдать предпочтение.

Если отвлечься от таких достаточно установившихся названий формаций как флишевая, аспидная, молассовая и др., то мы увидим, что нет принципиальной разницы в названии многих наборов пород, формаций, а иногда и формационных комплексов. Термин «песчано-глинистый» употребляется как для наборов пород, так и для формации с указанием, к какому рангу принадлежит объект — песчано-глинистая фация, песчано-глинистая формация.

Исходя из соотношения вещество — структура, представляется более целесообразным в названиях, отражающих вещественную характеристику рангов (четвертый — двенадцатый), брать за основу название структуры предыдущего ранга, так как именно она выполняет роль вещества в следующем ранге (см. табл. 4). Названия ритмов разного порядка могут быть другими, это не столь принципиально. Главное состоит здесь в том, что ритм низшего порядка на следующем уровне выступает в качестве элементарной его ячейки и одновременно отражает вещественное содержание, но не в общепринятом петрографическом значении, как это свойственно пластам, линзам, жилам и т. д.

Предлагаемый подход, как нам представляется, позволит максимально стандартизировать определение рангов, что, в свою очередь, повысит возможность воспроизводимости, так как ритмы являются реально существующими объектами. Составленные различными исследователями и в самое различное время они могут быть выделены при анализе стратиграфических колонок, геологических карт, разрезов, стратиграфических схем, так как они составлялись, исходя из принципов: структура слоев и последовательность их напластования. Ритмичность — явление, свойственное геолого-геоморфологическим и геологическим объектам любого ранга, так как это вещественно-структурное выражение симметрии, всепроникающее значение которой бесспорно. Поэтому ритмичность заслуживает еще большего внимания.

Какое количество ритмов необходимо, чтобы сочетание можно было перевести в следующий, более высокий ранг? Необходим такой набор ритмов, который будет достаточным чтобы обнаружить ритм более высокого порядка. Другими словами, исследователь должен убедиться что изучаемые ритмы низшего порядка перешли в разряд элементарной ячейки ритма следующего, более высокого ранга. Количество исходных ритмов, их мощности и состав роли не играют, или эта роль незначительна и устанавливается позже. Что касается симметрии ритмов, наличия перерывов и несогласий, то эти характеристики больше годятся для генетических и ретроспективных построений. При формировании названий формаций, где предпочтение отдается ведущим характерным типам пород, принцип остается прежним, так как здесь так или иначе учитывается ранг объекта. Например, песчано-глинистый мезоритм, вулканогенно-терригенный макроритм и т. д.

До сих пор речь шла о рангах ритмов, соразмерных с рангами объектов. Однако при картографировании возникает необходимость проводить более дробные деления, особенно если исследуется ритм высших порядков. В этих случаях, кроме ранга, предлагается вводить еще одно подразделение — п о р я д о к или ч и с л о компонентов в ритме. Так, например, если макроритм состоит из пяти мезоритмов, то он может быть назван макроритмом пятого порядка, неполные ритмы при этом не учитываются. Ритмами первого порядка являются одиночные ритмы. Такой стандартизированный подход позволяет унифицировать многие классификации и легенды к картам и, главное, облегчает воспроизводимость результатов наблюдений и построений. Конечно, не всюду можно обнаружить ритмичность, так как она далеко не всегда является такой простой, как, скажем, во флише. Но вряд ли возможно найти такой

подход, который смог бы удовлетворить всех и был бы пригоден для классификации всех без исключения объектов.

Наборы пород (четвертый ранг). С учетом изложенных выше основных правил расчленения толщ под наборами пород понимаются любые сочетания пластов (тел), формирующие элементарные ритмы. Порядок набора определяется количеством элементарных ячеек (пластов) элементарного ритма. Теоретически порядок может быть бесконечным, однако в природе, например, ритмы десятого порядка встречаются очень редко. Обычными являются трех-, пятикомпонентные ритмы. Что же касается мощности и устойчивости элементарных ритмов, то они бывают самыми различными. Так, флишевые ритмы устойчивы по обоим параметрам, а ритмы в молассовых отложениях малоустойчивы. От этого зависит и их корреляционное значение.

Морфоструктурное значение наборов пород различно и зависит от их места и времени формирования. Можно говорить о том, что чем мощнее элементарные ритмы, тем больше их роль в сложении самостоятельных тектонических структур, но все же это небольшие по размерам пликативные структуры с пологими и очень пологими крыльями. Они могут встречаться в зонах зачаточной раскрытой складчатости и сопровождаться однопорядковыми дизъюнктивными морфоструктурами — трещинами, низкими уступами, амплитуды которых не должны превышать суммарную мощность конкретного набора. Морфоструктуры четвертого ранга встречаются чаще всего в платформенных и эпиплатформенных областях; в молодых горных сооружениях иногда можно наблюдать их фрагменты — останцы.

Тектонические формации или геоформации (пятый ранг). В структурном отношении формации слагают мезоритмы, выраженность которых указывает на степень упорядоченности структуры. Наименование формаций осуществляется по нескольким принципам: по составу отложений (карбонатный флиш), по структуре элементов элементарных ритмов (песчано-глинистый флиш), по условиям образования (моласса) и др. Здесь хотя и нет единообразия, все же структурный признак преобладает; например, песчано-глинистая, терригенно-вулканогенная и т. д. Сами составы пород обычно не фигурируют и привлекаются в тех случаях, когда это необходимо для генетических, палеогеологических и палеогеографических построений.

Тектурные особенности формаций менее разнообразны, чем у предыдущих рангов. В принципе, не исключая возможность наличия почти всех текстур в мезоритмовом варианте, преобладающими будут, пожалуй, линзовиднослоистая, биогермная, параллельнослоистая и некоторые другие. Текстуры формационного уровня могут быть выявлены главным образом на профилях или блок-диаграммах. Увидеть их в обнажении, даже весьма протяженном, почти невозможно. Тектурный признак, таким образом, привлекается на более поздней стадии изучения, чем структурный — мезоритмы.

Состав формаций при изучении морфоструктур ведущей роли не играет, но для морфоскульптур, особенно экзоморфоскульптур, его значение возрастает. Геоформационный ранг характеризуется примерным равенством морфоструктур и морфоскульптур, так как геоморфологи-

ческая поверхность здесь конформна тектоническим формам и формам геологических тел, сложенных одним или несколькими мезоритмами. На уровне пятого ранга можно наблюдать пликативные и дизъюнктивные (разломы) морфоструктуры почти в любых морфотектонических областях. Это большинство объектов, изображаемых на геологических и структурных картах м-ба 1:10 000—1:200 000, где на первых изображаются тектонические структуры низших порядков, а на последних — высших.

Формационные комплексы (шестой ранг). Это объекты наиболее высокого уровня организации в пределах формационной группы. В стратиграфическом отношении они соответствуют свитам, сериям, подъярусам и ярусам. В структурном отношении это макоритмы, элементарными ячейками которых являются мезоритмы. Границы между формационными комплексами выражены отчетливее. Здесь наряду с согласными залеганиями могут иметь место перерывы той или иной продолжительности, характерные особенно для зон конседиментационных поднятий и краевых зон бассейнов аккумуляции.

В название формационных комплексов вводятся как данные о структуре и составе пород (кремнистых сланцев, известняковый), так и условиях формирования (красноцветная, рифовая, молассовая). Номенклатура в этом отношении почти не разработана. Из приведенных здесь и ранее названий видно, что нет четкой увязки между рангом объектов, их структурно-текстурными особенностями и наименованиями. В табл. 4 показан один из возможных вариантов решения этой проблемы.

Морфоструктурное значение формационных комплексов весьма велико. В этом ранге сосредоточены почти все тектонические формы, начиная от мезоструктур и кончая макроструктурами, известные в областях любого тектонического строения и возраста. К этому же рангу относятся дизъюнктивы типа разломов. Здесь же четко видна связь между порядком морфоструктуры и ее параметрами. Возрастает и сама устойчивость морфоструктур к процессам денудации. Более того, морфоструктуры этого ранга, занимая большие площади и имея большой вертикальный размах, не теряют, по-видимому, полностью свою автономность, несмотря на то, что бывают включены в сегментарные плиты [Худяков, 1977]. Здесь, возможно, как и в случае с гранитными плутонами, не исключены явления гравитационного всплывания, вследствие снятия части нагрузки. Не является ли этот эффект тем результатом, который квалифицируется как новый или новейший? Если явления подобного рода распространяются за пределы плутонов, т. е. более универсальны, то этот процесс следует признать непрерывным или прерывисто-непрерывным.

Формационные комплексы, как слагающие большую часть морфоструктур этого уровня, находят свое отражение на геологических, структурных, формационных и тектонических картах масштабов 1:500 000—1:2 500 000. В легендах этих карт содержится достаточно сведений, позволяющих определить ранги и порядки объектов. Что же касается текстурных особенностей формационных комплексов, они «вычитываются» на профилях и разрезах, которые обычно составляются отдельно от карт.

Магматические формационные единицы. Структуры магматических

формаций, несмотря на наличие определенных сходств со структурами осадочных формаций, имеют номенклатуры, в целом отличные от них. Здесь на первое место ставится петрографический состав пород. Этот принцип выдерживается от самых низкопорядковых объектов — отдельных небольших тел одинакового петрографического состава, до комплексов высших уровней организации. Такой чисто петрографический подход выгоден в смысле стандартизации и унификации представления магматических объектов, но при этом структурные и текстурные их особенности отодвигаются на второй план. Тем самым несколько нарушается единство принципов построения ранговой соподчиненности тектонических объектов.

Породные группы (четвертый ранг) называются еще и магматическими фациями. По характеру сочетаний они подразделяются на простые (один—два вида) и сложные (сочетание нескольких видов). Они образуют часто ритмично построенные пачки, состоящие из нескольких членов. Ритмичность характерна для стратифицированных интрузивных формаций и обусловлена в первую очередь кристаллизационной дифференциацией. Возможны, по-видимому, ритмы и другой природы. Проведенные нами эксперименты по внедрению холодного «расплава» показали, что при этом в инъективах конической или грибовидной формы возникает внутренняя структура типа «конус в конус», обусловленная, скорее всего, самоорганизующейся ритмичной подачей материала инъекции.

Пространственно обособленные магматические тела, сложенные разными группами пород (пятый, шестой ранги), кроме состава, обособляются и по глубине формирования интрузивных формаций, находящихся выражение в их структуре (см. табл. 2). Этому показателю мы придаем важное значение, так как глубина залегания интрузий, по-видимому, тесно связана со скоростями внедрения, определенными объемами магматических расплавов и в конечном счете сказывается на основных параметрах морфоструктур (см. табл. 2). Что же касается эффузивных формаций (неотипных и палеотипных), то они почти полностью подчиняются законам седиментации терригенных пород и должны рассматриваться вместе с ними и подразделяться по правилам, изложенным выше.

Морфоструктурное значение интрузивных формаций огромно, особенно на орогенных и предорогенных этапах. Внедрение интрузий всегда или почти всегда сопровождается деформацией пластов вмещающих толщ, их частичным расплавлением и ороговикованием. Суммарный эффект этих явлений выражается в формировании положительных изометричных и линейных морфоструктур. Расчеты показали, что при примерно одинаковых глубинах магматических очагов телесные углы, следовательно, и поперечники морфоструктур больше у тел гранитоидного состава по сравнению с габброидными [Масуренков, 1979]. Нами экспериментально установлено, что отношение между скоростью инъекции и поперечниками морфоструктур обратное, т. е. чем больше скорость, тем меньше телесный угол формы (круче контакты), меньше поперечник (радиус при радиальных потоках) и больше высота. Таким образом, вещественный состав формаций в сочетании с данными об их структурах

имеет важное значение, которое может привлекаться при палеореко-
струкциях, определении механизма образования морфоструктур, для
расшифровки строения глубинных слоев литосферы по целому ряду
характеристик геоморфологической поверхности, конформной магмато-
генным тектоническим структурам. Магматогенные и магматогенно обус-
ловленные морфоструктуры только начали изучать и здесь еще много
неизвестного. Однако некоторые выявленные закономерности [Тащи,
1982а, б] позволяют надеяться, что направление, которое предварительно
может быть названо магматогенной морфотектоникой, имеет определен-
ные перспективы.

Метаморфические фации и комплексы. Роль метаморфизма в форми-
ровании объектов морфотектоники по своей значимости равноценна,
по-видимому, магматическим процессам, но несмотря на это она изучена
хуже, так как метаморфизм как структурообразующий процесс прив-
лекается лишь в некоторых случаях. Объясняется это, по-видимому, тем,
что метаморфическим породам различных фаций уделяется неравно-
ценное внимание. Кроме того, здесь явно преобладает петрографиче-
ское направление, что и отражено при характеристике фаций (см. табл.
2). Более того, в названии фаций осадочных пород, например, фигури-
руют структуры: песчаник, алевролит и т. д., а в названиях фаций
метаморфизма — минералы — индикаторы $P-T$ -условий (ломонтит-
пренит-пумпеллитовая), структуры (зеленых сланцев), состава и ус-
ловий формирования (амфиболитовая фация низких давлений). Несмотря
на это, здесь строго соблюдается надфациальный, сквозной критерий —
расчленение по $P-T$ -условиям формирования. Этот принцип принят за
основу в некоторых тектонических работах [Паталаха, 1981, 1985; Па-
талаха, Паталаха, 1984; Паталаха, Смирнов, 1985].

Границы метаморфических фаций и комплексов, как и плутоноген-
ных, далеко не всегда совпадают, а пересекают границы терригенных
и вулканогенных комплексов, что хорошо видно на примере Кольской
сважины [Кольская сверхглубокая, 1984; Козловский, 1984]. К тому
же известна в некоторых случаях и латеральная неупорядоченность
распределения фаций метаморфизма [[Бакиров, 1977; Метаморфиче-
ские..., 1977; Мишкин, 1981, 1985].

Морфоструктурообразующая роль метаморфогенного комплекса рас-
считывалась нами только в самом общем виде [Тащи, Худяков, 1985].
При этом была в основном поставлена проблема, которая далека пока от
решения. В этом отношении большую помощь могут оказать работы
Е. И. Паталахи и его коллег, на которые мы не раз ссылались. То, что
трактуется ими как тектонический поток, является на самом деле частично
и метаморфогенным потоком, так как степени метаморфизма исходных
пород соответствует как своя структура, так и тектоническая форма или
группа тектонических форм (рис. 11), которые в конечном счете и вы-
ражены в геоморфологических поверхностях. Все потоки, функциони-
рующие в литосфере, являются тектоногенными, в том числе и мета-
морфогенный.

В табл. 2 сведены данные о вещественных [Метаморфические...,
1977], структурных (тектонических) формах [Паталаха, Паталаха, 1984]
и геоморфологических поверхностях, которые могут быть приняты в ка-

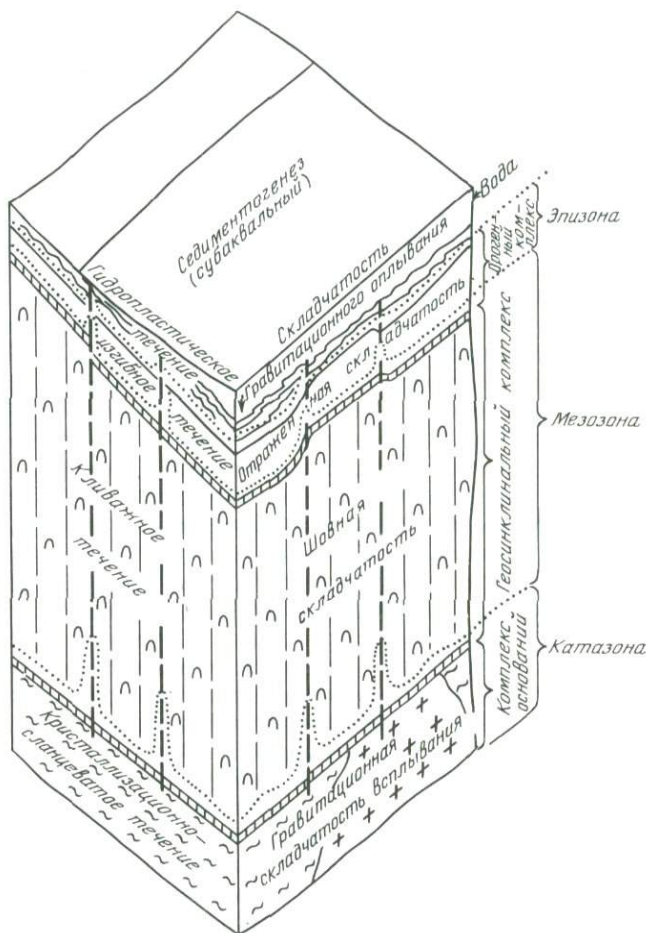


Рис. 11. Типы складчатости и их связь с тектоническими и метаморфическими комплексами

Блок земной коры складчатого пояса на стадии завершения геосинклинального цикла [Паталаха, Паталаха, 1984]

честве исходных при морфотектоническом анализе. Это один из возможных путей решения проблемы.

Заканчивая рассмотрение формационной группы объектов, обратим внимание на то, что вопрос о ранговой соподчиненности седиментогенных и вулканогенных пород решается довольно просто, но эти вещественные комплексы не играют решающей роли при формировании морфоструктур. Они в большинстве случаев служат индикаторами тектонических режимов, а не их возбудителями, и основной движущей силой. Проблему эндогенного геоморфогенеза можно, по-видимому, удовлетворительно решить путем изучения вещественных содержаний, структуры и формы таких потоков, как магматогенный и метаморфогенный. В то же

время ясно, что структуры потоков и их формы изучены слабо, данные не систематизированы, нет единых принципов деления и т. д. В связи с этим нам представляется, что общей базой для дальнейших исследований в этом направлении могут служить данные, включенные в табл. 2 с учетом всей той же ритмичности, которая характерна как для метаморфогенного, так и магматогенного процессов. Правда, обнаружить ее бывает порой труднее, чем при изучении аккумулятивных объектов.

В табл. 2, в графе структурные (тектонические) комплексы приведена серия параметров, которые установлены как эмпирическим путем, так и некоторыми экспериментами. Видно, что существует корреляция между поперечниками форм, их телесными углами (в случае пирамид, призм, конусов, линз и т. д.), объемами, относительными скоростями формирования объектов и характером геоморфологических поверхностей. Есть некоторые данные и по их форме. Вопрос состоит в том, чтобы максимально приблизить принципы иерархизации магматических и метаморфических комплексов в первую очередь, так как они играют решающую роль при эндогеоморфогенезе. Это важно и в палеоморфоструктурном, и в палеогеографическом отношении. Использование идеи о геоморфологическом значении магматогенного потока позволило составить более содержательные палеогеоморфологические карты на южную часть территории Дальнего Востока [Тащи, Никонова, 1980; Никонова, Тащи, 1985]. Привлечение данных о плутонизме и метаморфизме перспективно тем, что в созданных при этом «подземных» формах заложена информация о формах будущей поверхности. По мере выхода тел в зону контакта «литосферы — надлитосферы» эти формы получают свое геоморфологическое выражение.

ВЫВОДЫ

1. В основу выделения уровней организации геолого-геоморфологических объектов положены два тесно связанных критерия: вещество и его структура (не путать с тектонической формой!).

2. Структура низшего уровня на следующем уровне организации играет роль вещества, которому соответствует своя структура и т. д.

3. Критерием структуры являются ритмы, а их вещественное содержание — ритмиты.

4. Химические и петрографические составы принципиального значения не имеют и привлекаются в зависимости от цели исследования.

5. Определение иерархии магматических и метаморфических объектов целесообразно проводить по $P-T$ -критериям с данными о ритмичности и ее рангах. Химические, геохимические или петрографические характеристики и здесь не обязательно должны быть ведущими.

6. Показано, что каждому рангу соответствуют тектонические формы и морфоструктуры определенного уровня, а следовательно, и качества.

7. Проблема магматогенного и метаморфогенного эндогенного геоморфогенеза только поставлена и ее решение — дело будущего.

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ

Принципы расчленения геоструктурной группы элементов те же. Однако надо отметить, что в названиях единиц фигурируют, как правило, сведения о генезисе (орогенный, плитный), возрасте (палеоплиты, палеовпадины), структурах (рифтовые зоны, платформенные области), типах коры (континентальная, океаническая) и т. д. Объединяющими во всех случаях могут быть все те же критерии: ритмы и их содержание, соответствующие определенному уровню организации.

Тектонические комплексы (седьмой ранг). Принято считать, что у объектов этого ранга важны прежде всего геометрические формы и геоморфологические свойства [Кузнецов, 1977, 1985; Вотак, 1979, 1983, 1985; и др.]. Но в рельефе находит свое выражение геометрия геологических тел различных уровней организации, начиная во всяком случае от единичного пласта и кончая планетой Земля (поверхностью геоида). По сути дела и пласт, и наборы пород, и тектонические комплексы, и т. д. не только имеют геометрическую форму, но она бывает ориентирована в пространстве соответствующим образом, подчиняясь в конечном счете силовому гравитационному полю, занимая наиболее устойчивое положение в нем.

Отдельные пласты, пласты в ритмах, слои земной коры, геосферные оболочки — все располагаются так, чтобы их поверхности, имеющие максимальную площадь, были ориентированы как можно ближе к направлению, перпендикулярному к силовым линиям гравитационного поля. Геофизическими методами установлено, например, что даже плутоногенные комплексы имеют плитообразную форму [Петрищевский, 1984, 1985], располагаясь в основании некоторых параметров. По настоящему рвущие контакты имеют лишь апикальные части этих гигантских плитообразных плутологических залежей — интрузии разной глубины. В этом видится аналогия с соляными залежами, облачными покровами, выступы которых указывают на отклонение от условий, приближающихся к равновесию. Пласт, формация, формационный комплекс, ороген, континент, наконец, представляют собой геометрические тела, чаще всего эллипсоидальной (линзовидной) или трапецеидальной формы, ориентированные в пространстве по-разному, что зависит от степени тектонической деформации этих первичных тел, но амплитуды деформаций с учетом ранга тел меньше их длины и ширины.

Становится очевидным, что, опираясь в «классической» геоморфологии только (или в основном) на форму геоморфологических структур, мы нарушаем единство основной формы концепции геолого-геоморфологической — «вещество и — структура — форма». Причем эта попытка только словесная. Дальше всюду речь идет о содержании (веществе) и его структурной организации. Дело в том, что только с этого уровня геологи начинают видеть связь между вещественно-структурно-геометрическим содержанием геологических объектов и их внешней, геоморфологической поверхностью. Из содержания предыдущих разделов и в табл. 4 видно, что это не так. Принятие ритмов в качестве структуры объектов, а их слагающих в качестве вещественных комплексов и здесь остается основой деления на ранги. Конечно, это вовсе не означает, что

надо отказаться от традиционных названий объектов. Речь идет не о названиях, а принципах их выделения.

Структурная группа тектонических комплексов состоит из трех членов: плитного, орогенного и геосинклинального.

Плитному комплексу свойственно вещественное содержание типа макроритма, т. е. его элементарные ячейки — формационные комплексы любого состава, в том числе магматогенные и метаморфогенные низких фаций. Структура комплекса ритмичная. Так, например, согласно данным по всем древним платформам Земли, наиболее обычны трехчленные ритмы, элементы которых представлены каледонскими, герцинскими и альпийскими образованиями.

Плитные комплексы занимают большие площади, их элементы имеют относительно малые мощности, устойчивы по простиранию и быстро сменяются по вертикали. Деформированы комплексы слабо — от минут до первых градусов. Более крутые углы падения характерны для гигантских флексурных перегибов и тектонических форм, соразмерных с объектами четвертого — шестого рангов. Морфоструктурные особенности плитных комплексов полно описаны Ю. Н. Мещеряковым [1965] и здесь нет необходимости на этом останавливаться. Заметим только, что пологим тектоническим формам соответствуют геоморфологические поверхности типа равнин, плато и плоскогорий, впадин и котловин, соотношение между которыми зависит от того, на какой стадии развития находится морфоструктура (табл. 5).

Орогенные комплексы занимают промежуточное положение между плитными и геосинклинальными как по составу, так и по условиям формирования, характеру залегания и т. д., вместе с тем они обладают чертами, свойственными только им. Из вещественных комплексов здесь резко преобладают магматические породы, которые, как указывалось, могут формировать ритмы различных уровней организации. Достаточно сослаться на ритмичное строение Арсеньевского (палеозойского) и Восточно-Сихотэ-Алиньского (мел-кайнозойского) вулканогенных поясов [Тащи, 1979, 1982а, б, 1983; Рыбалко и др., 1978]. Значение метаморфогенного потока разуплотнения оценить трудно (здесь не имеются в виду контактовые роговики). Возможно, разуплотнение идет на уровне физико-механического изменения вещества. Главными тектоническими формами являются своды, глыбы и сводово-глыбовые поднятия с сопровождающими их впадинами, уровень организации которых ниже и которые должны рассматриваться как объекты шестого ранга. Вторичность тектонических впадин обусловлена действием противоположно направленного потока энергии — массы, одновременного с главным, но второстепенного по значимости.

Ритмичное строение орогенных комплексов в принципе не изучено. Обычно о ритмичности идет речь, когда рассматривают молассовые комплексы и комплексы вулканогенных поясов, т. е. отдельных элементов орогена. По-видимому, необходимо изучение ритмичности строения ведущего вещественного комплекса орогена (магматогенного) в целом. Вполне возможно, что гомодромный и антидромный типы развития магматизма отражают в какой-то мере ритмичность, примерно так, как трансгрессивные и регрессивные ритмы при седиментогенезе.

Таблица 5

Вещественно-структурные и геоморфологические парагенезы основных стадий развития морфоструктур рангов тектонических и формационных комплексов (по Б.М. Чикову, 1985, с изменениями и дополнениями)

Тектонический комплекс	Стадийное состояние и межстадийные отношения	Направленность основных потоков	Основные геологические процессы	Земная кора (тип)
1	2	3	4	5
Геосинклинальный	Геосинклинальная область	Центростремительная	Дифференцированное прогибание, консидиментационная складчатость, метаморфизм уплотнения стадии эпизоны	Океаническая с зачатками субокеанической
	Преимственность Геосинклинально-эпигеосинклинальная область	Центростремительная и центробежная	Дифференцированное прогибание и воздымание, местами выход из-под поверхности аккумуляции, метаморфизм уплотнения стадии мезозоны, вулканизм	Субокеаническая и субконтинентальная
	Преимственность Эпигеосинклинальная складчатая область	Центробежная	Заключительная складчатость, продолжение аккумуляции в остаточных прогибах, метаморфизм уплотнения стадии катазоны, плутонизм	Субконтинентальная с переходом в континентальную
	Наложность Орогенная область	То же	Сводовое и сводово-глыбовое горообразование, метаморфизм разуплотнения, вулканоплутонизм	Континентальная
Орогенный	Преимственность Орогенно-эпигеосинклинальная область	Центробежная, центростремительная	Глыбовое горообразование, рифтогенез, седиментация, метаморфизм разуплотнения и уплотнения, плутоновулканизм	Континентальная с зачатками субконтинентальной

Преобладающие вещественные комплексы (формации)	Преобладающие структурные комплексы (тектонические формы)	Геоморфологическая поверхность
6	7	8
Аспидные, граувакковые	Прогибы, котловины, мегафлексуры	Сильно и умеренно вогнутая: впадины котловины, перегибы склонов
Граувакковые, турбидитные, флишевые, кремнисто-вулканогенные, вулканогенные андезитобазальтовые, иногда офиолиты	Прогибы, трюги, геоантиклинали, гряды, массивы, разломы	Дифференцированная вогнуто-выпуклая: впадины, желоба, валы, островные и подводные гряды, уступы и перегибы
Нижняя моласса часто угленосная, слабый вулканизм, синскладчатый плутонизм	Антиклинории, синклинории, срединные массивы, остаточные впадины, разломы, надвиги, зоны смятия и катаклаза	Выпуклая: хребты, впадины, равнины, куэсты, уступы
Гранитоиды, иногда вулканы основного-среднего состава, верхняя вулканогенно-терригенная масса	Своды, сводово-глыбовые поднятия, разломы, редкие рифты	Выпуклая, слабо дифференцированная: хребты, перегибы и уступы, редкие впадины
Вулканы среднего-кислого состава, гранитоиды, вулканогенно-терригенная моласса, полимиктовые, угленосные	Сводово-глыбовые и глыбовые поднятия, рифтовые впадины (внутригорные, межгорные, краевые), расколотые крылья сводов, разломы	Выпукло-вогнутая дифференцированная: хребты, впадины, уступы

Таблица 5 (окончание)

	1	2	3	4
Плитный	Преэемственность Эпиорогенная область	Центростре- мительная	Деградация сводов и компенсирован- ное накопление во впадинах (вырав- нивание), метамор- физм уплотнения, вулканизм	Континентальная с зачатками суб- океанической
	Наложённость Платформенная область	То же	Устойчивое прогиба- ние, аккумуляция, метаморфизм уплот- нения начальных стадий	Континенталь- ная, возможно местами суб- океаническая
	Преэемственность Платформенно- эпиплатформен- ная область	Центробежная и центростре- мительная	Слабодифференциро- ванное прогибание, конседиментацион- ная складчатость, метаморфизм уп- лотнения и разуп- лотнения, вулканизм	Континентальная, возможно места- ми субконтинен- тальная
	Преэемственность Эпиплатформен- ная область	Центробежная	Слабодифференциро- ванное воздымание, глыбовые движения и пологая складча- тость, плутонизм в краевых зонах	Континентальная

При орогенезе аркогенный тип деформаций сопровождается дизъюнктивными, поэтому преобладают формы типа нагорий, хребтов и впадин. В общем виде эти вопросы с позиции принципа геолого-геоморфологической конформности уже рассматривались [Худяков, 1977; Тащи, 1983; Тащи, Худяков, 1985]. Здесь мы лишь подчеркнем, что преобладающий тип морфоструктур зависит от стадии развития орогена (см. табл. 5), а их параметры — скорость, объем, состав и др., от целого ряда характеристик ведущего тектоногенного потока (см. табл. 2). Отдельные впадины, глыбы и своды являются элементами орогена, тектоническими формами следующего, более низкого ранга (см. табл. 4).

Геосинклинальные комплексы отличаются от двух предыдущих комплексов по многим параметрам. Общий набор формаций здесь иной, чем у плитного и орогенного комплексов: довольно значительные объемы занимают как седиментогенные, так и магматогенные образования. Несмотря на это, решающую морфоструктурообразующую роль, особенно на ранней и средней стадиях развития, имеют метамор-

	5	6	7
	Редко вулканиты основ- ного состава, коры вы- ветривания, красноцвет- ты, молассоиды, каоли- новые и соленосные, глинистые, кварце- вых песчаников	Снивелированные глыбы (горсты), компенсиро- ванные или почти компен- сированные рифты (гра- бены)	Холмистая, холмисто-ува- листая: сниженные между- речья и широкие долины
	Карбонатные, терригенно- карбонатные, терриген- ные песчано-глинистые, иногда кремнистые	Синеклизы, перикратонные опускания, щиты, авлакоге- ны, антеклизы, флексуры	Слабо и умеренно вогнутые: впадины, слабые поднятия, плавные перегибы склонов
	Терригенные песчаные, реже песчано-глинистые, иногда вулканогенные и вулканогенно-терри- генные	Остаточные синеклизы, впа- дины, антеклизы, монокли- зы, флексуры, вали, прираз- ломные зоны слабых дисло- каций	Выпукло-вогнутая: подя- тия, изолированные впади- ны, система равнин и плато
	Плутоногенные грани- тоидные и щелочных интрузий	Мегавалы, поднятия, купола, мегафлексуры, поднятые и слабо поднятые структу- ры предыдущих стадий	Вогнуто-выпуклая: система равнин, плато и плоскогор- ий, отдельные хребты и впадины

фогенные комплексы уплотнения, которые постепенно сменяются магматогенными. Без метаморфизма уплотнения прогибание в таких масштабах, по-видимому, не имело бы места, как нет его на эпиплатформах, например, где метаморфизм уплотнения не вышел из ранней стадии. Именно с метаморфизмом уплотнения и связаны основные процессы формообразования в геосинклинальных и эпигеосинклинальных областях [Паталаха, 1981; Оффман, Буш, 1983], когда боковое или тангенциальное сжатие приводит к возрастанию $P - T$ и преобразованию прежних форм в формы, соответствующие новому содержанию. Каждой стадии развития геосинклинальных тектонических комплексов свойственны свои вещественные комплексы, тектонические формы и конформные им внешние геоморфологические поверхности (см. табл. 5).

Общая схема эволюции морфоструктур тектонических комплексов. Тектонические комплексы, их развитие во времени и в пространстве позволяют хотя бы в общих чертах представить себе эволюцию морфострук-

тур этого ранга, ответить на вопросы, что, где, как и когда формируется, какова общая последовательность смены морфоструктур одних морфогенетических типов другими.

Морфотектоническое картографирование территории Дальневосточного экономического региона в масштабе 1:10 000 000 выявило необходимость подразделения тектонических комплексов на стадии развития, так как каждому стадийному состоянию соответствует свой ведущий вещественно-структурный комплекс, свои тектонические и геоморфологические формы, т. е. свои морфоструктуры. За основу взята при этом схема структурно-формационных парагенезов основных стадий развития земной коры, приведенная в работе Б. М. Чикова [1985], которая дополнена и изменена в соответствии с излагаемыми в работе взглядами (см. табл. 5).

Составление карты показало, что при наличии на востоке Евразии формирующихся и сформировавшихся тектонических комплексов и пространственном их замещении целесообразно выделять переходные категории, обладающие чертами двух первых. В соответствии с этим в каждом тектоническом комплексе выделяются ранняя, средняя и поздняя стадии, что в общем-то соответствует представлениям многих тектонистов. Это, как будет показано, имеет и *определенный морфотектонический смысл*.

При сравнении геосинклинального и плитного комплексов, с одной стороны, орогенного и дейтероорогенного — с другой, видно, что начальные и конечные стадии у них по направленности основных потоков противоположны. Отличаются они и по природе основных потоков. Средняя стадия развития каждого тектонического комплекса является стадией смены направленности потока, вещественных и структурных комплексов, что сопровождается соответствующими геоморфологическими перестройками. Такая перестройка осуществляется в течение какого-то времени и завершается в конце поздней стадии. Однако существует такой промежуток времени с формированием соответственных вещественно-структурных комплексов, тектонических и геоморфологических форм, когда трудно отдать предпочтение какой-либо из крайних стадий — *ранней или поздней*. Так, например, появление подводных геантиклинальных поднятий сопровождается еще синхронным осадконакоплением и вулканизмом. В то же время малая мощность геантиклинальных формаций, наличие размывов и локальных несогласий, синхронный плутонизм и направленность теплового потока свидетельствуют о проявлении противоположных тенденций. Таким образом, это зона возвратно-поступательного развития морфоструктуры в целом и ее элементов в частности. Так, например, ранней стадии свойственны преимущественно (более 60%) трансгрессивные ритмы, средней — регрессивно-трансгрессивные и трансгрессивно-регрессивные (менее 60 — более 40%) и поздней — регрессивные (более 60%). Соотношение ритмов лучше исчислять как во времени, так и в пространстве, но не по их суммарной мощности.

Время перехода от средней стадии к поздней довольно примечательно в геоморфологическом отношении. Выход того или иного тела из-под уровня аккумуляции (общего или локального) сопровождается интен-

сивным размывом, который обеспечен многими причинами, но главная состоит в том, что тектонические тела сравнительно быстро освобождаются от осадков, находящихся на стадии диагенеза. Формирующаяся при этом поверхность в целом слабо расчленена. Процессу денудации энергетически «выгодно» удалить сначала рыхлую оболочку, а потом осуществлять размыв участков, сложенных более плотными породами и т. д., поэтому он распространяется не столь вглубь, сколько вширь. Именно в этот период происходит, по-видимому, главная препарировка тектонических тел. В первую очередь выявляется основная геоморфологическая информация, заложенная в период формирования тектонических тел.

Направленность потока и некоторые его структурно-вещественные параметры в раннюю стадию развития орогенного комплекса имеют унаследованный характер. В то же время стиль деформаций становится совершенно иным — аркогенез; это связано с перемещением магматического процесса в верхние части коры и формированием пород, свойственных стадии метаморфизма разуплотнения [Белоусов, 1978].

Геофизическими исследованиями установлено, что в основании геосинклинального комплекса в Сихотэ-Алине располагается гигантский плитообразный плутон [Петрищевский, 1985], формирование которого привело, по-видимому, к общему сводообразованию. Здесь установлено наличие ряда изометричных купольных морфоструктур с поперечниками, равными ширине Сихотэ-Алинского орогена [Тащи, 1982б]. Можно предположить, что в среднеорогенную стадию в более высоких горизонтах геосинклинального комплекса стали формироваться абиссальные и мезоабиссальные интрузии, проникающие по дизъюнктивам. Затем их сателлиты — гипабиссальные интрузии проникают в самые верхние части коры. В Северном Сихотэ-Алине во многих местах сохранились вулканы, синхронные этим интрузиям, следовательно, часть этих интрузивных очагов явно сообщалась с поверхностью. Последовательное проникновение интрузий в более верхние части коры и усложнение рельефа кровли плитообразного батолита привело к образованию самого свода (ранняя стадия), его распаду на отдельные изометричные купола радиусом от 100 до 200 км (средняя стадия), в свою очередь, состоящих из куполов низших порядков [Лишневский, 1965, 1969, 1974; Петрищевский, 1984, 1985; Рейнлиб, Романовский, 1977; Тащи, 1982а, б; Тащи и др., 1982]. Заметим, что усложнение формы изначального плитообразного плутона весьма напоминает процесс, происходящий с соляной залежью: соляная подушка (плутоническая плита), соляные диапиры (интрузивные диапиры), соляные валы (ряды слившихся интрузивных диапиров).

Средняя и поздняя стадия развития орогенной области выделены по аналогии с геосинклинальными стадиями. При их выделении выдержан тот же принцип: наличие переходного элемента, где противоположно направленные процессы, примерно, равноценны. Хотя в табл. 5 видно, чем отличается одна стадия от другой, все же следует подробнее остановиться на позднеорогенной стадии. По Б. М. Чикову, одна из стадий названа областью начального плитообразования, для которой характерны следующие тектонические формы: малоамплитудные бассейны (про-

гибы) и сводообразные поднятия, валы, грядовые выступы основания» [Чиков, 1985, с. 129]. По этим характеристикам область начального плитообразования стоит ближе к орогенной, так как при продолжающейся дезинтеграции общего свода начинает постепенно преобладать противоположный процесс — выравнивание. Его основной смысл состоит в том, что седиментогенный поток главным образом локализован: свод — соседние впадины. Выравнивание, таким образом, идет с двух сторон: срезание сводов и выполнение грабен. Притока материала из внешних областей сноса мало, выравнивание идет вследствие перераспределения материала внутри будущей области повсеместного накопления. Выравнивание тесно связано с рифтогенезом, что убедительно доказывается Р. И. Никоновой [1986].

Если формирование грабенов связано со сводообразованием и его деградацией, т. е. рифтогенезом, то начало формирования плитного комплекса отражает другой процесс — общее опускание, в том числе и реликтовых поднятий, их погребение. По-видимому, в это время происходит сначала компенсация отдельных впадин, наполнение их на краевые части сводов и замыкание.

Анализируя стадии орогенеза по направленности основных потоков энергии—массы, можно отметить следующие главные особенности (см. табл. 5). Ранняя стадия: восходящий плутогенный поток, формирование надинтрузивного слабо дифференцированного свода и некоторое разуплотнение пород во внешней зоне свода; продукты седиментогенного наклонного потока полностью удаляются из системы. Средняя стадия: проникновение струй восходящего плутогенного потока в средние горизонты коры и формирование купольных морфоструктур с дальнейшим разуплотнением вещества и дифференциацией геоморфологической поверхности; вследствие этого на крыльях и сводах куполов образуются рифтогенные впадины, проявляется вулканизм; продукты седиментогенного и вулканогенного потоков частично накапливаются во впадинах в пределах самой орогенной системы, а частично выносятся за ее пределы. Поздняя стадия: дальнейшая дифференциация свода, его распад и погружение отдельных блоков, на фоне которых происходит всплывание блоков, насыщенных интрузиями [Косыгин и др., 1985]; компенсированное накопление в грабенах, выравнивание останцов-горстов и интенсивное разрушение гранитосодержащих хребтов-горстов. Распластывание чехла седиментогенных осадков, перекрывающего и горсты, свидетельствует о переходе к раннеплитной стадии. Подробнее эта схема рассмотрена нами на примере Среднего Приамурья и прилегающих территорий [Тащи, 1983].

Внесены дополнения и в подразделение плитного комплекса на стадии, комплекс в принципиальном отношении (направление главных морфоструктурообразующих потоков, положение источников сноса, порядок смены главных тектонических режимов) не отличается от геосинклинального. Ранняя стадия характеризуется преобладанием прогибаний над поднятиями, постепенным прекращением существования местных, внутренних источников сноса. Материал за пределы системы почти не выносятся. *Метаморфогенный поток уплотнения представлен метаморфическими фациями, возникающими в результате слабого конседиментацион-*

ного динамометаморфизма. Однако основной очаг уплотнения, уменьшение объема астеносферной ловушки [Артюшков, 1979], находится ниже. Изменение исходных пород и деформации соответствуют юной стадии развития структур [Паталаха, 1981, 1985], что в принципе отвечает схеме развития дислокаций, по П. Е. Оффману и Э. А. Бушу [1983]. Это состояние может быть проиллюстрировано экспериментами П. М. Бондаренко [1985].

Добавлена средняя, переходная стадия, при которой противоположно направленные потоки равноценны. На этой стадии начинает возрастать значение конседиментационной складчатости с формированием положительных морфоструктур вплоть до образования внутриплатформенных поднятий (подводных, а затем и надводных), где меняется структура ритмов подобно тому, как это происходит в среднегеосинклинальной стадии. Прообразом такого поднятия является Омнинско-Батомгское Восточно-Сибирской платформы, что видно по типам разрезов [Решения..., 1982]. Для средней стадии характерно появление, таким образом, внутренних областей сноса и местами наличие изолированных бассейнов аккумуляции.

Плитный комплекс, по Б. М. Чикову, сменяется эпиплатформенным орогенезом. Однако на всех без исключения платформах известны отрицательные остаточные морфоструктуры, где осадконакопление или прекратилось полностью, или в некоторых местах неравномерно-пятнистое. Характеризуется этот период тем, что морфоструктурные формы унаследованы от предыдущей стадии, а новое содержание вещества — разуплотнение настолько незначительно, что не привело к инверсии форм. Вывод этого рода морфоструктур из-под уровня аккумуляции осуществлен в результате общего воздымания территории. Прототипом остаточных, слабо поднятых неинверсированных морфоструктур могут служить Вилюйская синеклиза-равнина, Предверхожанская впадина-прогиб и др. [Тащи, Ермошин, 1982; Тащи, 1983; Тащи, Худяков, 1985]. Эту заключительную стадию формирования лучше именовать эпиплитной. Основным вещественным комплексом при этом может быть, по-видимому, комплекс, связанный с физико-механическим изменением вещества, перемещенного на более высокой энергетический уровень (возрастание потенциальной энергии), что приводит в конечном счете к выносу материала за пределы системы (действие кинетической энергии).

Дейтероорогенный тип развития эпиплитного комплекса характеризуется усилением восходящих движений, аркогенезом, сопровождается внедрением главным образом щелочных интрузий. При этом формируются как отдельные купольные морфоструктуры (Кондер, Маймакан), так и хребты — ряды магматогенных куполов (Кет-Кап). Происходит замыкание некоторых краевых впадин и их частичная инверсия (Южно-Якутской) [Морфоструктурные..., 1985]. Дейтероорогенный тип развития, подобно орогенному, может быть подразделен на три стадии: раннюю, среднюю и позднюю. Сводообразование на ранней стадии почти не сопровождается рифтогенезом (бóльшие части древних и молодых платформ). Средней и поздней стадиям дейтероорогенного сводообразования свойственно формирование рифтовых систем, ярким представителем которых является Восточно-Африканская. Далее следует, по-видимому,

переход к новому плитному комплексу, если не происходит разрыва континентальной коры, или к океаническому комплексу с новообразованной океанической корой (Красноморский рифт).

Таким образом, можно говорить о возможности формирования следующего полного цикла комплексов: океаническая плита (исходный) — геосинклинальный → орогенный → плитный → дейтероорогенный → плитный (вторичный) или океанический (вторичный). Орогенный и дейтероорогенный комплексы являются переходными между геосинклинальным и плитным. Этот же ряд в морфотектонической трактовке будет выглядеть следующим образом: океаническая плита — абиссальная равнина → впадина — геосинклиналь → свод — ороген → впадина — плита → свод — дейтероороген → впадина — рифт или впадина — вторичная океаническая плита.

Анализируя стадийное развитие тектонических комплексов, можно видеть, что намечается два типа по направленности основных потоков энергии — массы. Геосинклинальные и плитные комплексы развиваются по следующей схеме: ранняя стадия — центростремительный поток, средняя стадия — центростремительный и центробежный потоки, поздняя стадия — центробежный поток. Эта схема весьма напоминает схему развития трансгрессивно-регрессивного ритма: опускание — трансгрессия, опускание и поднятие — трансгрессия и регрессия, поднятие — регрессия. Орогенный и дейтероорогенные тектонические комплексы обнаруживают противоположную тенденцию: ранняя стадия — центробежный поток, средняя стадия — центробежный и центростремительный потоки, поздняя стадия — центростремительный поток. Здесь обнаруживается сходство с регрессивно-трансгрессивным ритмом. Таким образом, можно говорить о двух типах направленности формирования морфоструктур тектонических комплексов: трансгрессивно-регрессивном и регрессивно-трансгрессивном. Эти тенденции характерны и для объектов низших уровней организации, но в них можно выделять еще две категории типов развития: трансгрессивного и регрессивного, как это принято для седиментогенных ритмов [Трофимук, Карогодин, 1975].

ВЫВОДЫ

1. Каждый тектонический комплекс подразделяется на три подкомплекса, отражающих различные стадии развития комплексов: раннюю, среднюю и позднюю.

2. Инверсия знака тектонических движений происходит всюду в среднюю стадию, отличающуюся от ранней и поздней наличием одновременных противоположно направленных движений.

3. Дейтероорогенный комплекс является переходным от плитного к вторичному плитному или к вторичному океаническому, подобно тому орогенный обозначает зону перехода от геосинклинального состояния к плитному.

4. Каждый тектонический комплекс можно уподобить ритму: геосинклинальный и плитный — трансгрессивно-регрессивному; орогенный и дейтероорогенный — регрессивно-трансгрессивному. Это видно как из

строения тектонических комплексов, так и по направленности основных потоков энергии—массы.

5. Независимо от полноты тектонических комплексов, развитие идет необратимо с формированием отдельных звеньев, качественно напоминающих предыдущие (орогенез и дейтероорогенез, первичная и вторичная океанические плиты и др.).

6. Выравнивание как один из ведущих процессов геоморфогенеза связано с заключительными стадиями орогенеза и дейтероорогенеза. В других случаях этот процесс по своей интенсивности является второстепенным и не влияет на общий ход развития морфоструктур.

7. Эволюция вещественных комплексов ведет к эволюции тектонических форм и морфоструктурных объектов, сходных в самых общих чертах, но достаточно различных как по содержанию, так и по форме.

Морфоструктуры слоев земной коры (восьмой ранг). Представление о слоистом строении земной коры существует уже более 150 лет. Однако развитие методов исследования глубинного строения земной коры показало, что на этом уровне породные слои как таковые не прослеживаются. «Неоднородности, выявляемые в земной коре по сейсмическим данным, вызваны пространственными изменениями формационного, петрографического и химического состава толщ, изменениями их температуры и давления. Они отражают изменения в фундаментальных физических свойствах изучаемой среды» [Вотах, 1985, с. 110]. Таким образом, здесь в качестве элементов выступают как вещественное (состав), так и физическое содержание (различные физические свойства), т. е. кора может расчленяться частично по составу, а частично по физическим свойствам и выступать в качестве ступенчатых слоев (рис. 12). Установлено наличие блоков с количеством опорных сейсмических горизонтов от одного до семи, которые условно могут быть приняты в качестве гигантских ритмов от первого до седьмого порядков. Число уступов указывает, сколько слоев может объединять нерасчлененная кора, возникающая в результате изменения основных параметров, определяющих состояние земных недр [Вотах, 1985]. В данной модели она образует объемные единицы более крупные, чем тектонические комплексы. На рис. 12 видно, что количество слоев от океана к континенту возрастает вследствие добавления слоев *c, d, e*.

Здесь намечаются две схемы стадийного развития. Одна из них отражает состояние разрастания континента за счет океана и напоминает трансгрессивно-регрессивный ритм. Вторая свойственна состоянию, когда океан разрастается за счет разрушения (раздвижения) континента. Такое развитие идет по регрессивно-трансгрессивному типу. По этому типу развивается система с активными окраинами — Восточная Евразия — зона перехода — западная часть Тихого океана. Регрессивно-трансгрессивный тип представлен триадой: разрушающийся континент — пассивная окраина — новообразующаяся океаническая кора. Типичным представителем является система Африканского и Южноамериканского фрагментов разрушающегося континента, их подводные и надводные окраины (пассивный? элемент) и формирующаяся океаническая кора Южной Атлантики. Центральным частям континентов свойственны пре-



Рис. 12. Ступенчато-слоистая модель строения земной коры [Вотах, 1985]

1 — граница Мохоровичича; 2, 3 — границы слоев земной коры: 2 — по опорным сейсмическим горизонтам, 3 — по сейсмическим дизъюнктивам; 4 — гидросфера (верхний слой); 5 — нерасчлененная кора; 6—9 — состав слоев; 6 — осадочные, 7 — гранитоидные, 8 — базальтоидные, 9 — ультраосновные. Слои сложного состава указаны комбинациями простых условных знаков. Индексами *a7*, *b6*, *c5*, *d4*, *e3*, *f2*, *g1* указана последовательность слоев и их ступени

имущественно восходящие движения, окраинным зонам — восходящие и нисходящие и океанической части — нисходящие. Таким образом, типы развития морфоструктур уровня слоев земной коры могут быть записаны в виде следующих схем: трансгрессивно-регрессивная — океан → зона перехода → континент и регрессивно-трансгрессивная — континент → зона перехода → океан. Сосуществование обоих типов несомненно, но какой из них является ведущим неясно. Если исходить из представления о направленном и необратимом развитии Земли, то ведущим должен быть трансгрессивно-регрессивный тип — разрастание континентальных областей за счет океанических с формированием более зрелого типа земной коры: эволюция направлена на создание новой геосферной оболочки, сложенной главным образом зрелой континентальной корой. Это, конечно, не значит, что в отдельные периоды не могут иметь место противоположные тенденции, которые по мощности будут равны или даже преобладать. Такое состояние как раз и характерно для средних стадий развития ритмов.

Изучение морфоструктур на уровне слоев земной коры практически ограничивается трудами, где эти вопросы рассматриваются в самом общем виде [Мещеряков, 1981; Асеев, 1984; Герасимов, 1986]. Однако даже в этом случае авторы вовлекают в анализ объекты и низших рангов. Морфоструктурные системы ранга слоев земной коры, таким образом, еще ждут своего описания.

Морфоструктуры геоструктурных областей (девятый ранг). Типы морфоструктур ранга геоструктурных областей выводятся из реальности существования тектонических комплексов и их пространственно-временных сочетаний, что дает возможность группировать их определенным

образом. А. О. Вотях [1985] различает четыре группы геоструктурных областей: кратонные, квазиplateформенные, складчатые и рифтовые, каждая из которых, в свою очередь, подразделяется на четыре типа в зависимости от состава коры. В морфоструктурном отношении геоструктурные области могут быть названы макрогеотекстурами: равниннократонные (plateформенные), квазиравнинно-квазиplateформенные, горноскладчатые и рифтовые.

Общее описание макрогеотектур можно найти и у И. П. Герасимова [1948, 1959, 1967, 1976, 1981, 1986]; Ю. А. Мещерякова [1981], Н. В. Башениной, О. К. Леонтьева [1984], в серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» [Стрелков, 1965; Алтае-Саянская..., 1969; Архипов и др., 1970; Постокогорья..., 1971; Юг..., 1972; Александров, 1973; Нагорья..., 1974; Камчатка..., 1974; Равнины..., 1974; Проблемы..., 1976; и др.]. Здесь мы остановимся лишь на самых характерных чертах этих морфоструктур.

Равниннократонные морфоструктуры (древние plateформы) характеризуются четко различающимся двучленным строением. Нижняя часть разреза (фундамент) сложена главным образом магматическими и метаморфическими комплексами, где преобладают кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы и граниты. Для фундамента, таким образом, характерно присутствие формаций, указывающих на наличие большого и очень большого уровня денудационного среза. Верхняя часть сложена плитным комплексом, для которого характерны пологие и весьма пологие пликативные дислокации, а дизъюнктивы имеют в основном малую амплитуду. Вещественные комплексы представлены главным образом терригенными, иногда и вулканогенными функциями, почти не затронутыми ощутимыми процессами метаморфизма. Двучленное строение разреза древних plateформ, глубина залегания фундамента, мощность плитного комплекса и другие их особенности получают довольно отчетливое выражение в рельефе. Здесь четко выделяются три зоны: щиты—нагорья, равнины—плиты и впадины—перикратонные прогибы.

Морфоструктуры молодых plateформ отличаются от предыдущих по многим признакам. Здесь нет такого четкого разделения на фундамент и чехол. В фундаменте молодых plateформ отмечается большое разнообразие формаций разного состава, происхождения и возраста. В связи с этим не всегда можно однозначно провести границу между фундаментом и чехлом. В целом намечается нарастание гетерогенности фундамента молодых plateформ по сравнению с древними. Таким образом, молодые plateформы являются средним звеном в эволюционном ряду: складчатая область — квазиplateформа — кратон. В отличие от древних plateформ унаследованность тектонических форм чехла от форм фундамента здесь несравненно больше и часто имеет сквозной характер.

Особенности строения и более тесные связи между фундаментом и чехлом молодых plateформ находят свое выражение в их рельефе [Герасимов, 1948, 1959, 1967; Мещеряков, 1981]. Геоморфологическая поверхность здесь более разнообразна, более дифференцирована. Преобладают прямые морфоструктуры, отражающие одновременно и тектонические формы фундамента. При этом в отличие от древних plateформ

прямые морфоструктуры наблюдаются всюду. Лишь на отдельных участках, приближенных к активным горным сооружениям, можно наблюдать морфоструктуры, «несогласные» со структурами нижних горизонтов. В целом это квазиравнинные пространства.

Горноскладчатые области объединяют в себе эпигеосинклинальные складчатые, орогенные и дейтероорогенные структуры. Для них характерна продольная и в меньшей мере поперечная зональность в случае линейных типов. Ведущими формациями здесь являются магматогенные и терригенные формации межгорных, внутригорных и рифтоидных впадин. Метаморфогенные формации часто вскрыты слабо. Основными элементами горных складчатых областей являются хребты — антиклинории, впадины — синклинории, равнины — срединные массивы, впадины — краевые и межгорные прогибы, геоантиклинали — островные гряды и подводные валы, плато и плоскогорья — зоны пологой складчатости, продольные и поперечные уступы — разломы, перегибы — флексуры и др. Горноскладчатые области, таким образом, представляют собой систему хребтов, плато и плоскогорий (иногда), впадин от глубоководных до эвгимнических и равнин — срединных массивов. Описанию горных сооружений посвящена обширная литература.

Рифтовые области в качестве самостоятельных геоструктурных единиц начали выделяться в последние 10—15 лет [Милановский, 1976, 1983, 1984; Континентальные рифты, 1981; Система рифтов Земли, 1970; Грачев, 1977; Стюарт, 1981; Мирлин, 1985; и др.]. Отмечается, что главной отличительной чертой рифтовых областей является специфичность внутреннего строения коры в целом, а не только самой рифтовой впадины, т. е. в пределах большей части свода.

В рифтовых областях различают два эволюционных ряда: континентальный и океанический, которые подразделяются на сводово-вулканические и щелевидные [Милановский, 1976]. Подавляющее число публикаций по рифтам так или иначе содержит сведения по геоморфологии этих структур, однако эти вопросы наиболее полно рассматриваются в работах Н. А. Флоренсова [1960, 1970], Н. А. Логачева и Д. В. Лопатина [1976] и др. На связь рифтовых структур с морфоструктурами центрального типа указывают В. В. Соловьев [1978б, 1984], А. П. Кулаков [1980, 1986], С. М. Тащи [1984] и др.

Особо следует остановиться на представлениях Г. И. Худякова и Р. И. Никоновой, которые считают, что в рифтогенных областях существуют наиболее благоприятные условия для формирования поверхностей выравнивания. Рифтогенез, благодаря рассеянному или сконцентрированному типу растяжения, приводит к такому состоянию континентальной коры, которая относительно легко подвергается процессам эрозии и выравнивания как снизу, так и сверху. Так сформировались поверхности фундаментов платформы, внутригорных и краевых впадин [Худяков, Никонова, 1975, 1979; Никонова, 1980, 1981, 1986; Никонова, Худяков, 1982, 1984].

Морфоструктуры ранга геоструктурных областей с океаническим и субокеаническим типом коры изучены слабее. Так, например, согласно О. А. Вотяху [1979; 1983], здесь пока не выделены аналоги молодых и древних платформ. Слабо развиты и складчатые области. Здесь подход,

по-видимому, должен быть несколько иным. Независимо от того, какие идеи проповедует тот или иной автор, несомненно существование таких областей в океане как плиты, их конвергентные и дивергентные границы (зоны), трансформные разломы и внутриплитные структуры. С морфоструктурных позиций здесь могут быть выделены океанические хребты — дивергентные области, океанические валы и поднятия — конвергентные области, абиссальные равнины — океанические плиты (талассократоны). Если континентальные морфоструктуры этого ранга сгруппировать следующим образом: горноскладчатые области → равнинно-платформенные области → рифтовые области, то их океаническими аналогами будут: океанические хребты — дивергентные области → абиссальные равнины — океанические плиты → океанические валы и поднятия — конвергентные области. Различие между двумя рядами состоит в том, что рифтовые морфоструктуры начинают океанический ряд и завершают континентальный. И здесь, таким образом, можно увидеть аналогию с трансгрессивно-регрессивным и регрессивно-трансгрессивным типами развития.

Несмотря на то что в настоящее время преобладает тенденция, пропагандирующая самостоятельность рифтовых областей, есть и противоположные взгляды, когда рифты включаются в области активизации, орогенные области [Фремд, 1976; Соловьев, 1984]. Этого же взгляда придерживаемся и мы [Тащи, 1983], считая, что рифтогенез является характерным процессом для позднеорогенной стадии (см. табл. 5). Странники самостоятельности рифтовых морфоструктур указывают на деструктивное состояние коры, отличное от предшествующих морфоструктур. Однако если сопоставить раннегеосинклиналиную стадию с эпигеосинклиналиной, то эта разница будет не меньшей. Вопрос, таким образом, нельзя считать полностью решенным.

ГЛОБАЛЬНАЯ ГРУППА

Группа морфоструктур глобального ранга геоморфологами изучена слабо. Наиболее известными являются схемы, их описания, составленные Ю. А. Мещеряковым [1981], работы Г. И. Худякова [1977], И. П. Герасимова [1986], О. А. Вотеха [1985]. Суммируя эти данные, представляется наиболее целесообразным выделение сегментарных плит и разделяющих их шовных зон [Худяков, 1977]. Это будет, таким образом, система шовных зон, континентальных и океанических плит. В шовные зоны входят кайнозойские складчатые пояса, зоны перехода и срединноокеанические хребты. Сегментарные плиты включают в себя молодые и древние платформы, докайнозойские складчатые пояса и океанические платформы. Таким образом, ряд океаническая плита — шовная зона — континентальная плита отражает общую направленность эволюции морфоструктур Земли, составляющих ее внешнюю геосферу — земную кору.

Вопрос о том, как влияют остальные геосферы на формирование поверхности Земли, остается пока открытым. В геоморфологическом аспекте он частично затрагивается в работах В. В. Соловьева [1978], Б. В. Ежова и Г. И. Худякова [1982а, б, 1984] и др., но тут много еще

неясного. Принятая ими модель развития морфоструктур центрального типа требует, во-первых, более полного обоснования; во-вторых, она не учитывает наличие линейных морфоструктур; в-третьих, неясно, каков же общий характер геоморфологической поверхности; наконец, речь здесь идет о глобальных сегментарных элементах, а не о сферических. Пока ясно одно: общая форма планеты Земля конформна ее вещественно-структурному содержанию — геосферным оболочкам (А, В, С, Д' и Д'') и ядру (Е, F, G) На этом уровне происходит полное слияние тектонической и геоморфологической форм, примерно так, как и на атомарном уровне. Подобное явление возможно тогда, когда система находится во «взвеси», в сравнительно однородной среде, плотность которой во много раз меньше плотности вещества, слагающего систему. Такое же полное «слияние» тектонической формы и поверхности отмечалось нами и на уровне «минералы», идеальные кристаллы которых формируются только во взвеси, на чем и основан принцип их искусственного получения. Обращает на себя внимание минимальное влияние в обоих случаях симметрии среды на симметрию объекта.

Исходя из уровней организации морфоструктур, рассмотренных выше, можно предложить следующие названия иерархических групп морфоструктур: архитектуры, геотектуры и морфотектуры, объединяемые под общим названием — морфоструктуры (см. табл. 4). Этот термин, таким образом, может быть термином свободного пользования.

Термины архитектура и геотектура предложены давно, но здесь им придается смысл, четко отражающий еще и уровень организации геолого-геоморфологических объектов. Термин морфотектура по смыслу такой же как и два предыдущих. В него входят все тектонические объекты ранга формационной группы (наборы пород, геоформации, формационные комплексы), выраженные в геоморфологической поверхности.

Рассмотрение различных иерархических уровней организации морфоструктур показало, что максимальное совпадение тектонической и геоморфологической форм вплоть до их слияния характерно для объектов низших (молекулы, минералы) и высших (геосферы, сегменты планеты) рангов. Если конформность этих групп приравнять к единице, то от уровня молекулы до уровня геоформации это значение последовательно уменьшается, а затем снова начинает возрастать и становится примерно равным единице на уровне геосфер и сегментов планеты. Недаром, по-видимому, ни минеральная группа объектов, ни глобальная не имеют аналогов в чисто геоморфологических терминах, так как здесь и тектонические и геоморфологические формы почти совпадают и давать им отдельные наименования нет смысла (см. табл. 4). Традиционные названия геоморфологических форм (равнины, хребты, кряжи, впадины и т. д.) наиболее употребимы в совокупности с геологическими объектами формационной и геоструктурной групп, так как здесь очевидны и тесные связи между ними и некоторые неполные их совпадения.

Рассматривая иерархические уровни морфотектонических объектов, мы не преследовали цель дать полное систематическое их описание. Это в общем-то нам и не под силу. Основная цель заключается в показе того, как можно использовать разработки, имеющиеся в области теоретической

тектоники, для определения уровней организаций морфоструктур. Считаем, что такой подход вполне правомерен. Систематическое же описание морфоструктур различных уровней организации — дело будущего. Описания отдельных морфоструктур некоторых рангов будут сделаны в гл. 6.

ВЫВОДЫ

1. Уровни организации морфоструктур идентичны уровням организации тектонических объектов, так как морфоструктуры являются геолого-геоморфологическими объектами.

2. Традиционными объектами морфотектоники (геоморфологической тектоники) являются объекты геоструктурной и формационной групп, которые предлагается называть соответственно геотектурной и морфотектурной группами.

3. Геоморфологические формы уровня глобальной и минеральной групп почти полностью идентичны тектоническим формам, и поэтому они не имеют собственных геоморфологических наименований.

4. Иерархические уровни морфоструктур являются основой легенды морфотектонических карт любого масштаба и назначения.

5. Необходима систематизация знаний о морфоструктурах с учетом их ранговой соподчиненности, что составит основу теоретической морфотектоники.

Глава 5

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Тенденция развития морфоструктурных исследований намечает разделение на ряд направлений: морфотектоническое, морфоструктурное (тектоно-морфологическое?), структурно-геоморфологическое [Пиотровский, 1978; Юшманов, 1985]. Основным во всех случаях является понятие «морфоструктура», которое с позиции концепции геолого-геоморфологической конформности определяется как тектоническая структура с конформной ей геоморфологической поверхностью [Худяков, 1977] и тектоническая структура, находящаяся в сфере действия экзогенных и эндогенных процессов. Предмет исследования и элементарная ячейка картографирования во всех трех случаях разные и отличаются степенью абстрагирования геоморфологической поверхности от воздействия экзогенных факторов.

В сферу морфотектонического картографирования попадают тектонические формы геологических тел с конформной им эндогенной геоморфологической поверхностью. Последняя в данном случае имеет абстрактный характер и представляет собой совокупность форм-искривлений свободной поверхности тектонических форм без обработки их экзогенными процессами.

Селективные денудационные образования, слагающие каркас формы поверхности морфоструктур, геоморфологически сформированы не в процессе ее становления как тектонической формы геологических тел, а позднее — при ее разрушении. Эти категории целесообразно относить к категории эндогенных морфоскульптур [Худяков и др., 1983], которые находятся в неразрывной связи с геологическими образованиями, слагающими тело морфоструктуры. Соответственно, по нашему мнению, морфоструктурное картографирование предполагает создание моделей тектонических форм геологических тел с конформной им эндогенной и экзогенно-эндогенной геоморфологической поверхностью.

Еще более сложный характер геоморфологической поверхности должен быть на картах геоморфологических структур, которые можно отнести к общим геоморфологическим картам, с отражением на них геоморфологической поверхности во всем ее многообразии и единстве [Геоморфологическое ..., 1977; Худяков, 1977; Худяков и др., 1983]. Предметом картографирования на этом уровне обобщения будет тектоническая форма геологических тел с конформной ей эндогенной, экзогенно-эндогенной и экзогенной геоморфологической поверхностью.

Учитывая, что морфоскульптуры — эндогенно-экзогенные и экзогенные денудационные и аккумулятивные геологические тела с конформной им геоморфологической поверхностью [Худяков, 1977; Худяков и др., 1983], возможно создание и морфоскульптурных картографических моделей. При этом предметом картографирования будут как эндо- так и экзо-морфоскульптуры. Составление такой карты (или схемы) служит первым этапом при морфоструктурном и морфотектоническом картографировании, поскольку закономерное пространственное сочетание эндогенных морфоскульптур служит дешифратором структурного каркаса морфоструктур. Различные модификации картографических моделей экзоморфоскульптур были известны как геоморфологические карты в классическом их понимании, они часто необоснованно претендуют на роль общих геоморфологических.

Ранее нами отмечалось, что морфоструктурное картографирование предполагает районирование геологического пространства с его наземной поверхностью по ряду признаков (элементы, свойства, процессы) с последующим синтезом в системы разнотипных и разнопорядковых объемных конформных геолого-геоморфологических образований — морфоструктур [Морфоструктурные исследования ..., 1985]. Районирование по отдельным признакам необходимо как методический прием для выявления самих морфоструктур и их свойств. Такие карты и схемы районирования по предмету картографирования часто пересекаются с аналитическими картами. Морфоструктуры, и в первую очередь морфоструктуры центрального типа, лучше выделять именно по таким аналитическим картам [Чемяков, 1978]. Но это ни в коей мере не значит, что морфоструктурные карты должны быть аналитическими. Последние дают лишь исходный материал для построения синтетических морфоструктурных и морфотектонических карт, на которых отражаются целостные образования и их системы (структурирование совокупности).

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛЕГЕНД МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Операционные принципы составления легенд. В связи с целевыми установками по дальнейшему использованию картографической модели определяется и рациональный набор свойств-признаков объекта, которые должны найти отражение в конкретных легендах. Выбор анализируемых и отражаемых свойств осуществляется согласно предварительно разрабатываемым классификациям на основе принятой концепции. Согласно И. С. Шукину, не классификация должна приспособляться к карте, а картография находить приемы графического отображения классификации [Шукин, 1962]. Легенда для конкретной карты представляет собой классификацию (или совокупность классификаций различных свойств объекта), приведенную в соответствие с масштабно-целевыми установками и представляемую в образно-знаковом виде. При составлении легенд данное положение целесообразно принять как основной операционный принцип.

В процессе разработки легенд морфотектонических и особенно морфо-структурных карт и создания картографических моделей часто происходит смешение свойств двух групп. Те, которые анализируются на предварительном этапе для выявления морфоструктур, автоматически заносятся в легенду и попадают на картографические модели. Последняя призвана отражать сущностные свойства в их единстве. Таким образом, свойств первой группы гораздо больше, нежели второй.

При морфоструктурном анализе и картографировании, в частности, в поле зрения исследователя находится триада: вещество — структура — форма. Каждую из этих характеристик можно расклассифицировать по множеству свойств, большая часть которых принимается во внимание при морфоструктурном анализе. Попытка еще и отразить их все или хотя бы большую часть приводит к перегруженности, а иногда и абсолютной нечитаемости карты. В первую очередь это касается особенностей строения геоморфологической поверхности, иногда даже вне связи с геологическими телами, тектонической формой и структурой. Желание показать на результирующих картах как можно больше фактического материала вполне понятно. Так на морфоструктурных картах появляются различные морфометрические характеристики, пусть даже комплексные, детализирующие геоморфологическую поверхность тектонических форм. Излишняя детализация только мешает полному восприятию предмета исследования и невольно заставляет искать связи между рельефом и структурой, рельефом и геологическими телами и т. д., т. е. решать вопрос, который должен быть решен на первом этапе картографирования, еще до создания модели. В еще большей степени это замечание относится к морфотектоническому картографированию, где уровень абстрагирования геоморфологической поверхности наиболее высок. Сказанное не отрицает необходимость применения всей совокупности методов морфоструктурного анализа, а лишь нацеливает на определенный синтез их результатов при создании картографической модели. Картографирование, предусматривающее анализ и отражение одних и тех же отдельных

Схема отображения морфогенетических характеристик морфоструктур



компонентов без их синтеза, можно назвать компонентным. Карты аналитического направления относятся к этой группе.

С позиции концепции геолого-геоморфологической конформности карты такого типа не удовлетворяют запросам морфоструктурного анализа, так как теряется самое главное — синтез, сведение совокупностей разрозненных признаков в единую неразрывную систему — от структурно-вещественных признаков к формообразующим явлениям. В качестве добавочного операционного принципа морфотектонического картографирования предлагается следующее положение: создание картографической модели морфоструктур предполагает покомпонентный анализ свойств и элементов с последующим синтезом их в виде целостной системы. В максимальной степени этому требованию удовлетворяет применение

Рис. 13. Схема соотношения свойств эндогенного потока энергии—массы и элементов морфоструктуры [Живетьев и др., 1974; с изменениями авторов].



комплексных морфогенетических характеристик, поэтому в основу построения легенды к морфотектонической карте было положено понятие «морфогенетический тип» морфоструктуры [Морфоструктурные исследования..., 1985].

Морфогенетический тип морфоструктуры. Под термину «морфогенетический тип морфоструктуры» мы понимаем тип морфоструктуры, сформированной потоком

энергии — массы определенного генезиса, направленности и симметрии, запечатленного в тектонической форме геологических тел и конформной ей геоморфологической поверхности. Следовательно, рассматриваемое понятие — синтетическое и включает в себя, по нашему мнению, не только генезис геоморфологической формы, а всю организацию элементов конформного комплекса в единую систему. Может сложиться впечатление, что понятия «морфоструктура» и «морфогенетический тип морфоструктуры» идентичны, поскольку их определения сходны по своей сути, причем оба предполагают единство вещества, структуры, формы, генезиса и т. д. По нашему мнению, понятие «морфоструктура» более общее, а морфогенетический тип определяется уже конкретными условиями, симметрией потока и среды.

Элементарной ячейкой картографирования является морфоструктура определенного морфогенетического типа и минимального уровня организации для выбранного масштаба. Соответственно и основное изобразительное средство — цвет резервируется за отражением морфогенетического всестороннего отражения основной картографируемой категории — морфоструктуры различной ранговой принадлежности. Для морфоструктур различного уровня организации совокупность таких признаков будет различна, но в любом случае эта совокупность будет охватывать все три компонента — вещество — структуру — форму — в их единстве. И при любом масштабе морфогенетический тип будет выступать как ведущая картографируемая категория.

Примерная очередность отображения морфогенетических характеристик морфоструктур в цветовой гамме может быть представлена следующим рядом: группы цветов — цвет — оттенок цвета — интенсивность за-краски оттенка. Реализация ее для формационного уровня организации (среднемасштабные модели) представлена в табл. 6. При этом учитывалось, что свойства потоков энергии—массы, элементы и морфо-

1. Морфогенетические характеристики морфоструктур

Знак	Положительный									Отрицательный									Комплекс выделений
	Изометричная			Линейная						Изометричная			Линейная						
Геометрия	Купол			Горст			Вал			Котловина			Грабен			Прогиб			
Форма	Купол			Горст			Вал			Котловина			Грабен			Прогиб			
Высота эндогенной геоморфологической поверхности, м	<500 500-1200 >1200			<500 500-1200 >1200			<500 500-1200 >1200			<400 400-800 >800			<400 400-800 >800			<400 400-800 >800			
Генезис	Плутоногенный																		Комплекс выделений
	Вулкано-плутоногенный																		
	Вулканогенный																		
	Тектоногенный (дислокационный)																		
	Осадочный генезис																		
	Вулкано-тектонический																		
	Осадочный генезис																		

2. Структурные (разломные) элементы конформного комплекса

Уровень	Кинематика				
	Сброс	Взброс, надвиг	Сдвиг	Без смещения	Неустановлено
Поройный					
Формационный					
Тектонический комплекс					

3. Геоморфологические формы структурных элементов

Форма	Долина	Седловина	Уступ
Масштабная			
Внемасштабная			

4. Границы морфоструктур

а. формационного уровня

I порядок II порядок III порядок IV порядок

V порядок б. геоструктурного уровня

Рис. 14. Макет типовой легенды к среднемасштабной морфотектонической карте

генетические характеристики морфоструктур связаны самым тесным образом (рис. 13). Поток определенной направленности и генезиса (типа) создает геологические тела с их внешней и внутренней формой и вещественным составом. Внутренняя форма есть не что иное, как структура. Внешняя форма — это первичная или вторичная тектоническая форма, в которой запечатлены особенности (симметрия) самого потока и вмещающей среды. Интенсивность потока определяет объем создаваемых масс (их избыток либо дефицит контролирует направленность), отражается на форме и в конечном счете, на высотах геоморфологической поверхности. Все эти процессы реализуются по законам симметрии, определяя геометрию морфоструктур.

Свойства морфоструктурообразующего потока контролируют и свойства каждой конкретной морфоструктуры. Классифицируя последнее по ранее оговоренным правилам, получаем реальную основу для составления легенд различных масштабов. В настоящей главе процесс создания легенды рассматривается на примере построения морфотектонических моделей среднего масштаба (см. табл. 6); опорный регион — Западное Приохотье [Чемяков, 1975; Кулаков, 1980; Таши, Ермошин, 1982; Ермошин, Таши, 1986].

Составление легенды для среднемасштабных моделей. В соответствии с принятыми нами правилами выделяется группа картографируемых элементов, характеризующих морфоструктуру конкретного морфогенетического типа (см. табл. 6). В складчатых областях к ведущим процессам эндогенного геоморфогенеза относятся плутоногенный, вулканоплутоногенный, метаморфогенно-плутоногенный, тектоногенный.

Понятие «форма» (геометрия) трактуется нами достаточно широко, что и находит отражение в легенде. Форма геоморфологической поверхности (конкретной или абстрактной) — своеобразная конечная инстанция, наличие которой позволяет отнести объект именно к морфоструктуре, а не тектонической структуре. Купол, котловина, прогиб, свод и т. д. — понятия и тектонические, и геоморфологические; это особенно четко проявилось в последнее время при исследовании рельефа дна Мирового океана. Отдельные детали строения геоморфологической поверхности передаются через абсолютные высоты блоков, которые косвенным образом также указывают на интенсивность эндогенных процессов.

В легенде (рис. 14) морфоструктуры подразделяются на горные сооружения и впадины — высшие таксоны на формационном уровне. По их геометрии (симметрии образующих их потоков) и те, и другие делятся на линейные и изометричные, по геологической структуре — на блоковые, глыбовые (горст, грабен) и складчатые, инъективные (купол, свод, котловина, прогиб). При картографировании необходимо принимать во внимание, что в первом случае тектонические формы имеют преимущественно дизъюнктивные, естественные границы, а во втором — условные [Иерархия..., 1977]. Среди изометричных в изучаемом регионе выявлены только морфоструктуры центрального типа — МЦТ (купол, котловина, изометричный грабен и их сочетания).

Выявление и изучение МЦТ остро поставило и проблему их картографирования [Золотов, 1976; Карта..., 1977; Соловьев, 1978]. Необходимо создание морфотектонических карт, на которых найдут отражение

изометричные образования. Если для каких-либо оперативных прогнозных исследований иногда бывает достаточно нескольких аналитических схем, то для более фундаментальных обобщений необходима и более детальная, осмысленная информация, представленная образно-знаковыми моделями. Но необходимость и неизбежность разработки специальных способов отображения МЦТ и тем более особых картографических моделей можно поставить под сомнение. Карты МЦТ — это специализированные карты [Соловьев, 1978], они не охватывают всего разнообразия морфоструктур. Сейчас в принципе выделены две группы морфоструктур, если за основу деления принимать геометрию: линейные и изометричные. Если будут обнаружены еще какие-либо, что не исключено, то не значит ли это, что нужно разрабатывать новые особые методы их картографирования? Мы считаем, что все разнообразие морфоструктур необходимо отражать на одной морфотектонической карте. Только так можно выявить соотношения между ними в пространственных и временных рядах. Геометрия не может служить высокоранговым основанием деления в классификации, так как на том же уровне рассматриваются и такие свойства, как направленность, генезис и т. д. Все эти составляющие равноправны и характеризуют различные стороны одного объекта — морфоструктуры определенного морфогенетического типа. Пример такой характеристики морфогенетического типа морфоструктуры — вулканоплутоногенный купол. Это краткое определение означает положительную изометричную морфоструктуру, у которой тектоническая структура организована в соответствии с законами центральной симметрии. Морфоструктура сформирована преимущественно вулканоплутоногенным потоком, геоморфологическая форма — хребет, границы условные, нерезкие, блоковая структура проявлена слабо.

Для картографического воплощения характеристик морфогенетических типов зарезервирован качественный фон как основное изобразительное средство. Отражение их на моделях проводится в определенной последовательности (см. табл. 6). Положительные и отрицательные морфоструктуры показываются гаммой теплых и холодных цветов соответственно. При этом для положительных цвет, кроме типа эндогенного процесса, указывает на состав конформного вещественного комплекса с необходимой детальностью. Отрицательные морфоструктуры все сформированы в результате собственно тектонических процессов, т. е. для них не обнаруживается соответствующий организующий их однородный и однопорядковый вещественный комплекс. Соответственно цвет в границах отрицательных морфоструктур отражает вещественный комплекс выполнения — следы седиментогенного потока. Его отражение на морфотектонической карте необходимо для получения информации: 1) о морфоструктурах, где этот поток зарождается; 2) о морфоструктурах, где материал потока сосредоточен; 3) в какой эндогенный поток он может перейти в последующем. Выделяются три типа комплексов выполнения: вулканогенно-осадочный, осадочный, эвгимнический. За эвгимнический комплекс (или вещественный комплекс выполнения эвгимнических тектоногенных морфоструктур) нами принимается местный разрушенный субстрат ослабленных зон с незначительным и необязательным цокровом рыхлых отложений.

Морфоструктуры, сформированные потоком одного генезиса, встречаются редко даже на геотектоническом уровне, не говоря о более высокоранговых, поэтому необходимо показать взаимодействие таких потоков. Это передается вертикальной штриховкой соответствующего цвета, наложенной на цвет, отражающий основной процесс. Дальнейшее разделение в рамках генетических типов показывается оттенками данного цвета для конкретных форм. Судя по литературным исследованиям и натурным наблюдениям, набор таких независимых форм минимален и одинаков для всех генетических типов (см. рис. 14). Изометричность и линейность объектов легко читается непосредственно с карты, а геометрические свойства можно подчеркнуть предельно простой штриховкой, если для этого есть целевые установки. Например, на линейные морфоструктуры наносится редкая штриховка черного цвета либо горизонтальная, либо по простиранию длинной оси.

В круг нашего исследования на геотектоническом уровне входили только материковые морфоструктуры, что позволило при отражении форм геоморфологической поверхности оперировать абсолютными высотами, приняв за условный репер уровень моря. Пока нет оснований говорить о точных количественных корреляциях между интенсивностью эндогенных потоков и высотами геоморфологической поверхности. Поэтому градации высот ступеней выбираются условно, исходя из характера реальной геоморфологической поверхности изучаемого региона. Наиболее распространены следующие интервалы: 0—500; 500—1000; 1000—1500—2000 и т. д. Интенсивность закрашки для положительных морфоструктур увеличивается от низких ступеней к высоким, для отрицательных—наоборот. Такой способ отражения подчеркивает блоковый характер геоморфологической поверхности морфоструктур. Блоки не являются самостоятельными морфоструктурами, так как не обладают обособленными самостоятельными вещественно-структурными комплексами. В такой трактовке они рассматриваются как элементы, слагающие морфоструктуру.

Не исключено применение и других ступеней. В качестве эксперимента нами на некоторых моделях определялись градации по соображениям общегеоморфологического характера в соответствии с преобладающими экзогенными процессами в выделяемом интервале. Например, для хребта Джугджур (Западное Приохотье) нами опробовались ступени: 0—400 м; 400—900 м; 900—1500 м; > 1500 м. До высот 300—400 м преобладают процессы транзита, переотложения и частичной аккумуляции материала седиментогенного потока. В интервале 300—900 м основные экзогенные процессы — флювиальные, в частности эрозионные. Отмечаются интенсивные врезы и вынос вещества за пределы ступени. С отметок 800—900 м вступают в силу мерзлотно-нивационные явления, способствующие медленной дезинтеграции субстрата и образованию выровненной или увалистой геоморфологической поверхности. На уровне 1500—1600 м зафиксированы гляциальные формы и процессы, в частности, деятельность снежников-перелетков. Непосредственного отношения к морфотектоническому картографированию перечисленные явления не имеют, но, по К. К. Маркову [1948], могут быть использованы при дальнейших исторических реконструкциях. Предложенный способ целесообразнее приме-

нять при морфоструктурном и структурно-геоморфологическом картографировании.

Инфраструктура морфоструктур передается через пространственное расположение элементов конформного комплекса, подчиненного определенному виду симметрии. Из всего многообразия вещественных и структурных особенностей картографируются лишь те, которые играют ведущую роль в образовании конформных отношений конкретной морфоструктуры. Для плутоногенных, например, это интрузивные и субинтрузивные породы, дайки и соответствующие им формы. Возраст морфоструктур определяется по слагающим (для положительных) или выполняющим (для отрицательных) породам, поэтому на достаточно детальной морфотектонической и морфоструктурной картах (масштаба 1:200 000, и крупнее) желательно показать возраст этих пород индексами. При этом границы выходов тел не должны уступать по точности кондициям, принятым для геологических карт соответствующего масштаба. Эти данные в последующем необходимы для решения вопроса о величине денудационного среза, а также стадии развития морфоструктуры.

Картографируемые структурные элементы представляют собой нарушения сплошности геологического пространства различного уровня и кинематики, выраженные соответствующим образом в геоморфологической поверхности. Если жестко следовать принятым ранее правилам, то на морфотектонических картах должны быть показаны только те разломы, которые отражены в эндогенной геоморфологической поверхности. Попытка выполнить это требование осуществлялась нами с помощью карт вершинной поверхности различного порядка [Ермошин, 1980]. В легенде это нашло отражение через разлом-долины, разлом-седловины и т. д.

В соответствии с уровнем организации геологических тел, пересекаемых разломами, определены и уровни разломов: породный, формационный, формационных комплексов [Забродин, 1981]. Кинематика характеризуется следующими видами деформаций: сброс, взброс, надвиг, сдвиг. И уровень разломов, и их кинематика показаны на моделях специальными знаками. Выделяются также безамплитудные нарушения (без смещения) и нарушения не установленной природы, причем на картах они преобладают. Объяснить это явление можно двумя причинами: во-первых, безамплитудные разломы действительно преобладают; во-вторых, пока не получены данные, позволяющие сказать что-либо более определенное о многочисленных выявленных зонах дробления, гидротермальной проработки, выраженных долинами, седловинами, резкими перегибами поверхности и т. д. Разломы породного уровня — преимущественно блокоразделяющие, а формационного и формационных комплексов — граничные и сквозные по отношению к разнопорядковым морфоструктурам исследуемого ранга.

Отражения одних только ранговых иерархических подразделений на морфотектонических картах недостаточно. Особенно это заметно на формационном уровне, в пределах которого выделяются морфоструктуры различного размера, находящиеся в отношениях пространственной и временной соподчиненности. Введение понятия «порядка» снимает эту проблему достаточно удовлетворительно. При определении порядка по количеству элементарных ячеек принимается во внимание преимуще-

Соотношение уровней организации морфотектонических объектов, типов картографических моделей и масштабов картографирования

Морфотектонический объект		Картографическая модель	Масштабы картографирования										
Группа	Ранг		крупнее 1 : 25 тыс.	1 : 25 тыс.	1 : 50 тыс.	1:200 тыс.	1:500 тыс.	1 : 1 млн.	1:2,5 млн.	1 : 5 млн.	1:10 млн.	1:40 млн.	мельче 1:40 млн.
Минеральная	1												
	2	X											
	3	X	XX	X									
Морфотектуры (формационная)	4		X	XX	X								
	5			X	XX	XX	X						
	6					X	XX	XX	X				
	7							X	XX	XX	X		
Геотектуры (геоструктурная)	8							X	XX	XX	X		
	9								X	XX	XX		
	10									X	XX		
Архитектуры (глобальная)	11										X	XX	
	12											X	

Примечание. Нумерация рангов соответствует рис. 1; масштабы картографирования: XX — основные; X — дополнительные.

ственно вещественная основа. Дополнительным корректирующим фактором определения порядка служит выраженность форм морфоструктур в вершинных поверхностях различных порядков [Ермошин, 1980].

На исследуемой территории выявлены и закартографированы морфоструктуры шести порядков, имеющие определенное пространственно-порядковые соподчинение. Так, например, серии вдоль разломных МЦТ образуют линейные морфоструктуры более высокого порядка: купола слагают вали или горсты, котловины-прогибы. Линейные морфоструктуры, в свою очередь, могут быть дугами еще более высокопорядковых МЦТ и т. д. Порядки морфоструктур фиксируются в изменении знака их границ.

Примерное соотношение между уровнем организации структурно-вещественного комплекса, масштабом картографирования и типами картографических моделей представлено в табл. 7. Для карт каждого масштаба можно выделить морфоструктуры основного доминирующего ранга и двух вспомогательных: высшего и низшего по отношению к основному. Именно в рамках основного иерархического уровня выделяются более дробные категории — порядки, а также исследуются и картографируются иерархические особенности морфоструктур и все те характеристики, о которых шла речь в настоящем разделе. Это своеобразный каркас модели, на который нанизывается необходимая информация. Для средне-

масштабных исследований основным объектом картографирования являются морфоструктуры формационного уровня. Причем именно только среднемасштабные модели могут быть всех типов: морфотектонические, морфоструктурные, геоморфоструктурные. Морфоструктуры более высокого иерархического уровня выполняют роль фона. На модели отражаются только их граничные разломы соответствующего уровня организации либо их фрагменты. Элементы конформных соотношений, присущих морфоструктурам именно этого ранга, специально не показываются, а отражаются через организованные ими определенные пространственные совокупности низкопорядковых образований. Разломы, однородные с морфоструктурами высокого ранга, преимущественно имеют вид сквозных разломных зон, пересекающих всю площадь картографирования и выходящих за ее пределы, либо линейных структур типа горстов и грабенов.

Отдельные, преимущественно структурные характеристики морфоструктур низшего смежного ранга необходимы для более детального отражения особенностей внутренней организации основных картографируемых единиц. Они выполняют функции узора (рис. 15) и называются соответствующими знаками разломов. Таким образом, на модели получают отражение морфоструктуры основного иерархического уровня в определенной пространственно-порядковой подчиненности, а также фрагменты тех морфоструктур, которые их организуют (высший ранг), и тех, которые ими организованы (низший ранг).

При таком способе составления морфотектонических карт можно предложить следующую схему проведения генерализации. Как уже отмечалось, выделяются группы масштабов, соответствующие определенным рангам отражаемых на них морфоструктур (см. табл. 7). Внутри этих групп при переходе от масштаба к масштабу изменения незначительны и касаются лишь контуров геологических тел, количества разрывных нарушений и в меньшей степени границ морфоструктур. При изменении основного ранга картографируемых объектов на более высокий из составляемой модели убираются морфоструктуры, игравшие ранее роль узора. Морфоструктуры-фон переходят на положение каркасных, а каркасные начинают выполнять функции узора.

Может сложиться мнение, что морфогенетический подход к морфотектоническому картографированию отводит историческому анализу второстепенную роль. Это не совсем так. Вспомогательное место возраст занимает только на самой картографической модели.

Возраст морфоструктуры, также как и возраст рельефа, — это абсолютная длительность активного формирования как определенного генотипа [Морфоструктурные..., 1985; Худяков, 1977]. Непременным условием активного существования морфоструктур является их подновление однопорядковыми и однородными с ними эндогенными потоками энергии — массы [Морфоструктурные..., 1985]. В противном случае она переходит в пассивную стадию, разрушается, переходит в другой морфогенотип. Однако за счет накопленного структурно-вещественного потенциала, а также некоторой инерции в развитии формы по отношению к содержанию, морфоструктура (уже палео-

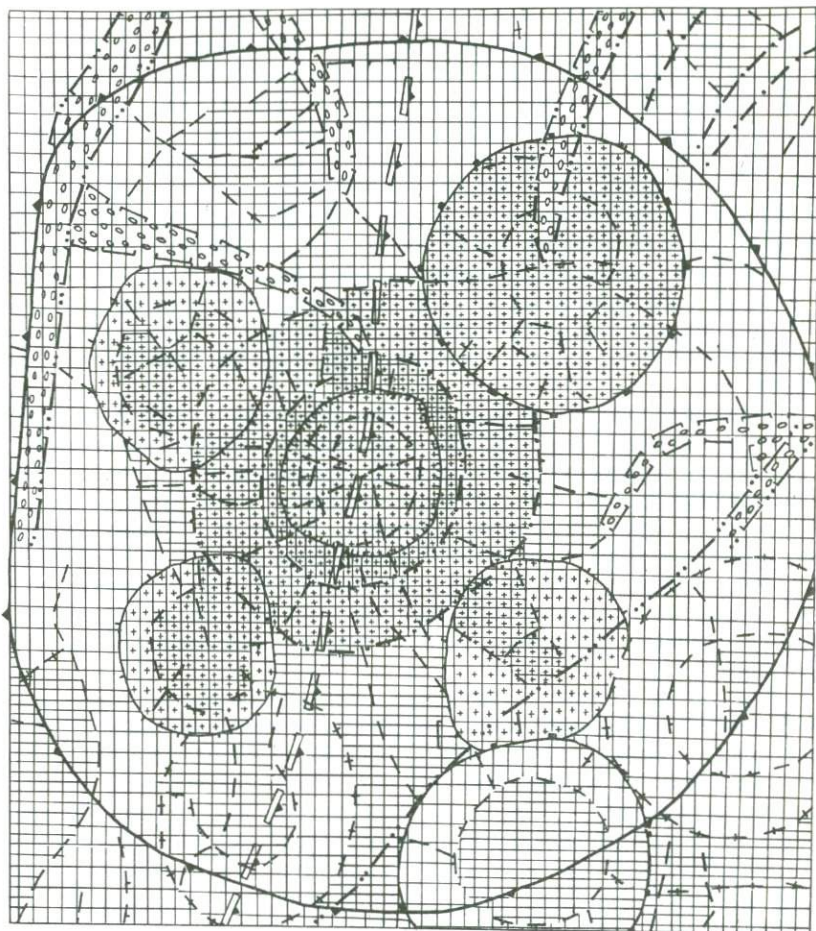


Рис. 15. Морфотектоническая схема тектоногенно-плутоногенного купола хр. Кондёр

Условные обозначения см. на рис. 14

морфоструктура) сохраняется еще довольно длительное время. Оно (время) не включается в возраст морфоструктуры, но сами морфоструктуры картографируются. Объектом картографирования они являются до тех пор, пока в них сохраняются конформные соотношения между веществом, тектонической формой и ее структурой и геоморфологической поверхностью. Соответственно возраст морфоструктуры определяется временем формирования ее вещественно-структурного комплекса [Худяков, 1974; Морфоструктурные..., 1985].

При прерывисто-непрерывном формировании однотипного (для исследуемого иерархического уровня) вещественного комплекса возраст морфоструктуры также определяется как прерывистый с чередованием активных и пассивных стадий (в эндогенном отношении для

конкретной морфоструктуры). Запись возраста на морфотектонических картах осуществлялась индексами в разрывах контура границы каждой морфоструктуры по следующей схеме: PR_1 , Pz_3 , J_3 — K . Это значит, что так же как и закартографированный морфогенотип, морфоструктура активно развивалась в раннем протерозое, затем после перерыва в позднем палеозое и вновь после перерыва на протяжении поздней юры и всего мела. В расчет при этом принимаются, например, для плутоногенных морфоструктур только проявления плутоногенного потока, для метаморфогенных — метаморфогенного потока и т. д.

Так, у положительных морфоструктур плутоногенного ряда возраст определялся по организующим их интрузивным и субинтрузивным телам, у отрицательных тектоногенных — по возрасту толщ выполнения. Менее однозначно обстоит дело в отношении положительных тектоногенных морфоструктур. Их возраст удается выявить далеко не всегда и только по относительным данным: по характеру и времени осадконакопления в сопряженных впадинах, по возрасту вовлеченных в деформации пород и т. п. Поэтому данный генотип на картах либо вообще не датируется, либо его возраст обозначается условно (индекс со знаком вопроса).

Соотношение исторического и генетического аспектов при морфотектоническом картографировании в предлагаемых проектах легенд получает свое отражение через морфогенетические типы морфоструктур с фиксированием активных и пассивных этапов их развития. Предлагаемый подход не исключает составление в единой легенде серии палеоморфотектонических карт на различные временные срезы, что позволяет производить более детальные историко-генетические реконструкции.

ЭТАПЫ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ МОРФОСТРУКТУР

Процесс создания картографических морфотектонических моделей можно разделить на несколько этапов. Первый связан с выбором концептуальной базы и составлением легенды и уже рассмотрен в предыдущих разделах. Его можно назвать теоретическим, поскольку именно тогда решаются преимущественно все основные вопросы, связанные с методологией, методикой, принципами картографирования и т. д.

Разнопорядковая внешняя геометризация, а также выделение и изучение комплексов геологических тел, коррелятных и конформных геоморфологической поверхности, предполагает изучение, а часто и составление вспомогательных карт, профилей, схем дешифрирования материалов дистанционного зондирования и т. д. Полевые исследования служат для получения дополнительной информации и проверки гипотез при условии, если это нельзя осуществить более экономичным путем. Завершается морфотектоническое картографирование (не морфотектонический анализ) созданием результирующей карты в принятой легенде.

Составление и анализ вспомогательных карт и схем. Внешняя геометризация (морфологическое районирование) включает в себя детальное изучение особенностей строения эндогенной геоморфологической

поверхности как в целом (эндогенная форма), так и ее элементов (блоки и ступени). Пространственное распределение элементов и форма в целом изучаются и описываются через их количественные (морфометрические) и качественные (морфографические) характеристики: высоты, площади, расчлененность, сложность, крутизну склонов, рисунок гидросети и т. д. Методика составления вспомогательных карт и схем на основе топографических карт при морфоструктурном и морфотектоническом анализе детально рассмотрена в целой серии обобщающих работ [Спиридонов, 1975; Геоморфологическое..., 1977; Волчанская, 1981; Юшманов, 1985]. Составление морфометрических карт осуществляется с помощью стандартных методов [Философов, 1960, 1975; Спиридонов, 1975, Руководство..., 1976] и почти не зависит от теоретической позиции исследователей. Разногласия, часто существенные, начинаются при синтезировании, когда одни и те же факты находят различные объяснения. Теоретические и практические основы интерпретации морфометрических карт с позиции концепции геолого-геоморфологической конформности достаточно подробно изложены нами ранее [Морфоструктуры..., 1985].

Минимальный набор вспомогательных карт-материалов включает: карты вершинной поверхности разных порядков (I—V); схемы дешифрирования топокарт (ТС) разных масштабов, начиная с масштаба результирующей морфотектонической карты и мельче и схемы дешифрирования массива космоснимков (КС). Для ряда специальных поисковых работ необходимы карты расчлененности, в частности горизонтальной. Морфометрические карты и схемы дешифрирования необходимы в первую очередь для более однозначного выявления границ предполагаемых морфоструктур, их геометрии и симметрии; в ряде случаев они позволяют проводить и предварительную иерархизацию.

Анализ карт вершинных поверхностей при морфотектоническом картографировании приобретает особое значение и является одним из основных методов при выделении и изучении морфоструктур, так как вершинные поверхности — наиболее оптимальные модели эндогенных геоморфологических поверхностей. Их анализ входит составной частью в морфометрический метод поиска неотектонических структур на платформенных территориях [Философов, 1960, 1975]. Работами Ю. Г. Симонова, А. А. Лукашева, Р. Ф. Уфимцева было положено начало широкого применения карт вершинных поверхностей при структурно-геоморфологическом анализе складчатых областей [Симонов, Лукашев, 1963; Уфимцев, 1974, 1976]. В большинстве случаев допускается, что морфология вершинной поверхности, построенной с учетом одного порядка водоразделов, отражает деформацию исходной реперной поверхности, а следовательно, морфоструктурный план на строго определенном временном рубеже. Не вдаваясь в дискуссию по этому вопросу, заметим лишь, что это положение основано на ошибочном, на наш взгляд, тезисе об одновозрастности образования однопорядковых долин, [Философов, 1960; Морфометрический..., 1963], неоднократно служившим впоследствии объектом критики [Худяков, 1963; Мещеряков, 1964; Юг Дальнего..., 1972]. Если учитывать длительную унаследованность развития основных морфоструктур Дальнего Востока, а также принципиальную

невозможность длительной сохранности поверхностей выравнивания [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, Никонова, 1975; Худяков, 1977; Морфоструктурные..., 1985; Никонова, 1985], то анализ рисунка морфонизогипс с таких позиций не корректен [Проблемы..., 1976; Ермошин, 1980].

Скорее всего, карты базисных поверхностей отражают не время заложения элементов морфоструктуры, а характер их пространственно-порядковой соподчиненности [Худяков, 1963]. Тогда по признаку порядка будут группироваться вместе не долины одного возраста, а речные потоки с примерно одинаковой для данного физико-географического района интенсивностью русловых процессов с близкими расходами, уклонами, примерно одинаково реагирующие на тектонические деформации [Мещеряков, 1964]. Это положение применено нами и в отношении водораздельных линий и вершинных поверхностей. Только речь идет не о реагировании последних на какие-либо тектонические процессы, а, согласно положениям концепции геолого-геоморфологической конформности, о непосредственной выраженности в морфологии разнопорядковых вершинных поверхностей тектонических форм геологических тел различных порядков и рангов.

Способ проведения морфонизогипс в принципе не играет решающей роли, поскольку получаемые отличия не существенны. Главное, чтобы он обеспечивал однозначную процедуру получения моделей вершинных поверхностей нескольких порядков. Это может быть последовательное сглаживание горизонталей, получаемых посредством многократного применения «идеального тектонического рельефа» [Симонов, Лукашев, 1963; Шубина, Аристархова, 1965], либо морфонизогипсы, проведенные по водоразделам различных порядков [Флоренсов, 1960] и т. д. Отметим лишь, что считаем обязательным использование для этой цели топоосновы одного масштаба. Применение последовательного ряда топографических карт разных масштабов, особенно при средне- и крупномасштабном картографировании, вносит в построение значительную долю субъективности. Стандартные масштабы топографических карт являются произвольными величинами и не имеют ничего общего с реальными природными процессами. Геоморфологическая и топографическая генерализация — явления различного уровня с незначительной областью пересечения, о чем, к примеру, свидетельствует случайный характер изменения порядков водотоков и водоразделов, определяемых по картам разных масштабов [Ермошин, 1980]. Отмечаемое А. М. Берлянтом сохранение рисунка речной сети при генерализации карт [по Уфимцеву, Худякову, 1976] имеет, вероятно, частный характер и не может быть распространено на все элементы геоморфологической поверхности.

Производя построение карт разнопорядковых вершинных поверхностей по топооснове одного масштаба, соответствующего или на ряд крупнее задаваемого масштаба картографирования, влияние генерализации на проведение морфонизогипс и последующую их интерпретацию можно свести к минимуму. В результате получают модели вершинных поверхностей пяти-шести порядков, что дает возможность скорректировать пространственное ограничение и соподчиненность морфоструктур нескольких порядков. Низкопорядковые морфоструктуры геологического уровня хорошо дешифрируются по вершинной поверх-

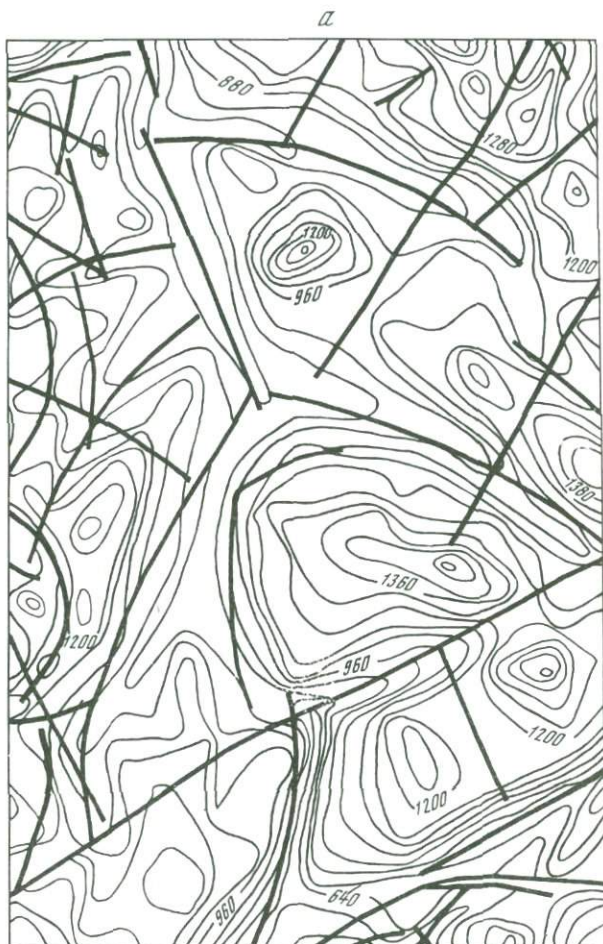


Рис. 16. Фрагменты карт вершинной поверхности

а — второго порядка; б — третьего порядка с элементами структурного дешифрирования

ности первого—второго порядков. В поверхностях третьего-четвертого порядков отчетливо проявлены особенности строения форм морфоструктур второго—третьего порядков того же уровня, а более мелкие генерализуются. Чем ниже порядок поверхности, тем сложнее ее морфология, и тем труднее выявляется соподчиненность морфоструктур (рис. 16). Именно поэтому невозможно корректно определить соподчиненность морфоструктур, анализируя только топографическую карту исходного масштаба, которая по сути служит моделью вершинной поверхности минимального порядка. Анализ карт вершинной поверхности методически целесообразно начинать с самых простых — высокопорядковых. Для выявления деталей строения дополнительно производилось дешифрирование топо-

б



планшетов более крупного масштаба с последующим приведением к масштабу картографирования (рис. 17).

При анализе карт вершинных поверхностей и топокарт основными дешифровочными признаками линеаментов служат протяженные уступы фоновых высот, цепочки седловин и мелких куполов, резкие изгибы морфоизогипс, прямолинейные и дуговые отрезки долин и т. п. Набор признаков немногочислен, но при их помощи можно выявить и охарактеризовать почти все морфологические типы морфоструктур. В результате выявляются системы блоков, подчиняющиеся центральной и линейной симметрии, и блокоразделяющие линеаменты. В первом приближении оконтуриваются морфоструктуры четырех-пяти порядков, выявляется их форма и особенности распределения блоков внутри контуров (структура, симметрия). Их относительные высоты указывают кос-



Рис. 17. Фрагмент схемы структурного дешифрирования топокарт

венным образом на знак и интенсивность эндогенного рельефообразующего процесса.

Для выявления различных зон, непосредственно не проявленных в морфологии геоморфологической поверхности, целесообразно использовать морфометрические показатели. Ценность метода заключается в использовании количественной информации, не дублирующей результаты дешифрирования КС и ТК. Следует учитывать, что для определения тектоничности форм в складчатых областях морфометрические методы нельзя применять столь широко и однозначно, как в пределах равнинных территорий. Чтобы исключить влияние частой смены породных особенностей на изменение морфометрических показателей, потребовались специальные методические разработки [Ермошин, 1981, 1984].

Разломы обнаруживаются в морфометрических показателях опосре-

дованно через литоморфные особенности субстрата. Это позволяет рассматривать поля распределения показателей как оригинальные геофизические поля, а их повышенные и пониженные значения в качестве дешифровочных признаков. Морфометрические данные являются своеобразными физическими параметрами, пространственное распределение которых отражает конкретные свойства морфоструктур. Именно с таких позиций производился, например, анализ полей распределения коэффициента горизонтальной расчлененности $K=L/P$, где L — суммарная длина водотоков в пределах элементарной ячейки; P — площадь элементарной ячейки. Отдельные разломы независимо от их генезиса представляют собой нарушения сплошности среды, системы повышенной трещиноватости и проницаемости, преимущественно осваиваемые элементарными водотоками. Такие нарушения реализуются в поле распределения коэффициента в виде удлинённых аномалий повышенных значений. Аномальные морфометрические поля строятся по аналогии с геофизическими [Аристархова и др., 1977; Ермошин, 1984]. При этом учитываются фоновое воздействие пород, количество и характер распределения атмосферных осадков. Аномальные поля рассчитываются с помощью дисперсий. Изолиниями ограничиваются площади, на которых коэффициент, полученный непосредственным измерением, отличается от рассчитанного среднего на величину одной, двух, трех и более дисперсий обоих знаков. Участки с отклонениями, превышающими три дисперсии, относились к морфометрическим аномалиям. Распределение положительных аномалий дает возможность дешифровать разрывные нарушения непосредственно.

Результаты дешифрирования топокарт и их производных взаимно увязываются с результатами дешифрирования космоснимков (рис. 18). Информацию, получаемую при этом, трудно переоценить [Геоморфологическое..., 1978; Морфоструктурные..., 1985]. Хочет обратить внимание на один аспект. Схемы линейментов, отдешифрированных по топокартам и КС, во многом повторяют одна другую. При анализе снимков, особенно в складчатых областях, основными дешифровочными признаками разломов и их зон служат характерные элементы геоморфологической поверхности: узлы виргаций хребтов и долин, региональные понижения или повышения фоновых высот, цепочки котловин и antecedentных долин, уступы. Схемам дешифрирования дистанционных материалов, составленным на основе использования этих признаков, выражается почти абсолютное доверие. В гораздо меньшей степени используются оригинальные специфические свойства фотоизображения: ландшафтные признаки, «просвечивание» разломов и т. д. Применение КС в практике морфоструктурных исследований заставляет с большим вниманием и доверием относиться к топографическим картам, возможности которых еще далеко не исчерпаны. Соответственно серьезное отношение к ТК как к документу, объективно отражающему рельеф, значительно повышает ее престиж и практическую отдачу при морфоструктурном анализе.

Изучение структурно-вещественного комплекса в камеральный предполетный период производится с привлечением всех имеющихся материалов по геологическому и геофизическому строению различных масшта-

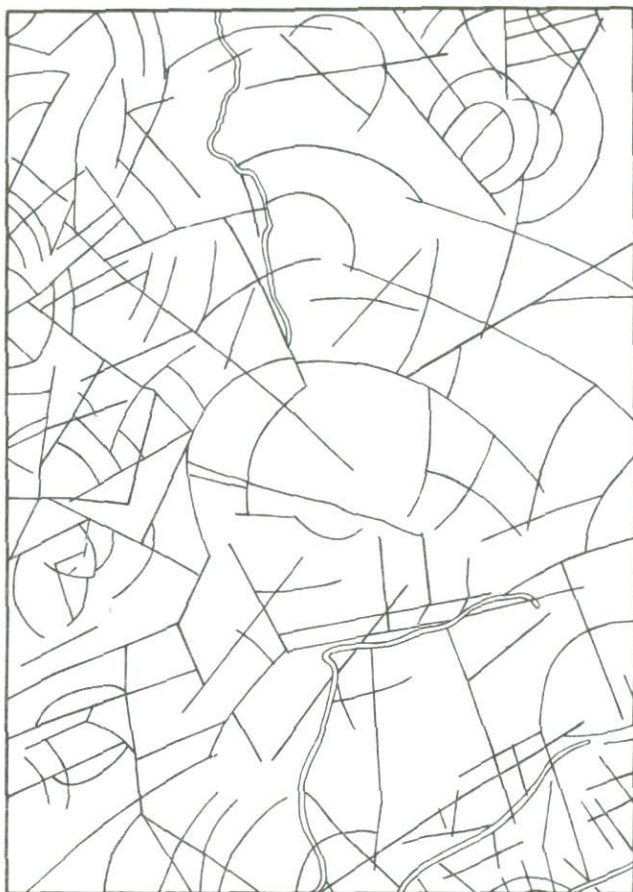


Рис. 18. Фрагмент схемы структурного дешифрирования космического снимка (КС)

бов, согласно изложенным ранее представлениям [Морфоструктурные..., 1985]. Опыт показывает, что морфотектоническая и морфоструктурная карта масштаба 1:200 000 обеспечивается надежной структурно-вещественной основой в результате групповой геологической съемки масштаба 1:50 000. Это не означает, что детальные геологические съемки обязательно предваряют морфотектоническое картографирование, скорее наоборот (см. гл. 6). Здесь речь идет лишь о соотношении кондиций при отборе материала. Особое внимание обращается на геологическое подтверждение выявленных по геоморфологическим признакам линеаментов (порядок, кинематика) и материалы структурно-тектонических и структурно-формационных обобщений. На камеральном этапе фиксируются пространственное распределение структурных и вещественных комплексов, определяемых симметрией морфоструктурообразующего потока и соответственно геометрия морфоструктур. Анализируются веществен-

ные проявления потоков и выделяются ведущие, что, в свою очередь, позволяет сделать вывод о генетическом типе морфоструктур.

Результатом предполевого анализа является карта (карта-схема), на которой находят отражение предварительные данные о расположении выявленных форм, их каркасных (структурных) элементах, предполагаемых границах, генетическом типе и возрасте морфоструктур, т. е. почти все элементы (которые затем наносятся на результирующую карту, степень доказательности и объективности которых определяется при полевых работах).

Полевые исследования. Топографические карты, космические снимки и вспомогательные карты и схемы, составляемые на их основе, представляют достаточно полную информацию о морфологических особенностях. Поэтому полевые, чисто геоморфологические исследования при морфотектоническом картографировании сводятся к минимуму. Основным предметом изучения при полевых заверочных работах служат вещественные и, главным образом, структурные составляющие. При этом решаются две главные группы задач: 1) подтверждение тектоничности выявленных ранее форм и 2) проверка достоверности границ.

Прямого наблюдению возможно подвергнуть только морфоструктуры породного уровня и формационного низких порядков, т. е. при полевых работах непосредственно закартографировать удастся объекты размером до первых десятков километров и отдельные фрагменты более крупных. Подтверждение высокопорядковых морфоструктур остается уделом камеральных работ и возможно лишь в результате синтеза картографического материала. Следует отметить, что многие отпрепарированные гранитоидные тела, имеющие куполовидную форму, либо выработанные денудационные котловины, т. е. эндогенные морфоскульптуры, сопоставимы по размерам с низкопорядковыми морфоструктурами площадью до первых сотен квадратных километров. Поэтому в первую группу задач входит определение класса геоморфологических объектов, к которым относятся выделенные образования — морфоструктуры или эндоморфоскульптуры. Обнаружить и изучить стенки отрыва, зеркала скольжения и привести другие прямые доказательства амплитудных перемещений удастся очень редко, главным образом из-за их быстрой переработки экзогенными процессами. Существенную пользу приносит изучение изменения мощностей вмещающих и коррелятных пород — сокращение и увеличение мощностей разрезов, а также характер контактов интрузивов. Современная активность морфоструктур дешифрируется по следам развития сейсмодислокационных процессов, например юго-восточный склон хр. Прибрежный [Алексеев и др., 1977], и по особенностям строения долинных комплексов, в частности террасовых рядов. По увеличению количества и высоты террас, появлению цокольных террас в пределах осевых зон хр. Прибрежный и Кульдуми-Тунумской цепи (Западное Приохотье) подтверждается преобладание центробежного потока энергии—массы в пределах этих морфоструктур. На локальном уровне анализ изменения террасовых рядов позволил закартографировать ряд мелких котловин в котловинах того же региона и низкопорядковые зоны растяжения. Эндогенная природа речных долин считалась доказанной, если в их бортах обнаруживались зоны дробления, массовые

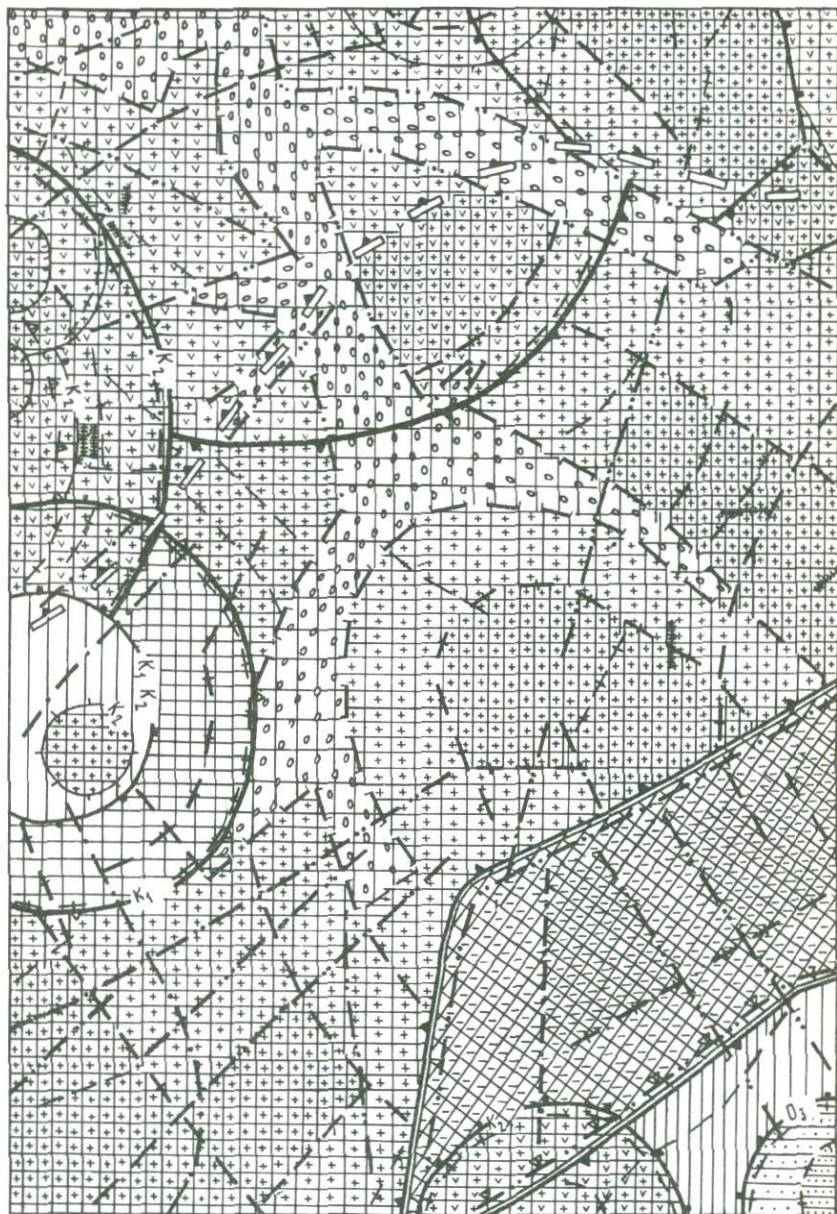


Рис. 19. Фрагмент морфотектонической карты среднего масштаба
Условные обозначения см. на рис. 14

зеркала скольжения, а в коренных породах ложа — протяженные линейные коры выветривания.

Проблема однозначного ограничения морфоструктур еще не решена и непосредственно связана с изучением вещественных проявлений потоков энергии—массы. Если при составлении морфотектонических схем и при описании свойств морфоструктур достаточно указать их приблизительные контуры, то при картографировании возникает необходимость их площадного ограничения. Представляется идеальным вариант картографирования границ по смене конформных отношений в системе вещество — структура — форма при переходе от одного морфогенетического типа к другому. Сказанное не постулирует в качестве основного решающего условия полное совпадение границ всех элементов триады. Это частный и наиболее редкий случай. Гораздо более общим (закономерным?) является вариант несовпадения границ тектонических форм и форм геоморфологической поверхности, с одной стороны, и образующих их однородных и однопорядковых геологических тел — с другой. В случае центробежного потока телам отвечают морфотектонические формы, существенно их превосходящие по латеральным размерам. Вещественные комплексы, выполняющие отрицательные тектонические структуры (проявления вулканогенного и седиментогенного потоков), в зависимости от стадии развития последних могут либо выходить за их границы, либо сосредоточиваться в узких локальных зонах. Следует признать, что в любом случае границы морфоструктур определяются по частным структурным и морфологическим границам и являются условными [Морфоструктурные..., 1985].

Камеральный анализ не всегда дает надежные критерии для однозначного определения происхождения морфоструктур и соответственно их морфогенетического типа. В первую очередь это относится к морфоструктурам смешанного генезиса, например, сложнопостроенным вулкано-плутоногенным, тектоногенно-плутоногенным и т. п., при картографировании которых методически неверно решать вопрос о генезисе простым сопоставлением площадей выходов пород. Важна не относительная площадь на современном уровне среза, а роль, которую играют те или иные тела в образовании эндогенной формы, т. е. необходимо дальнейшее полевое изучение особенностей вещественного состава и соотношения тел.

После этих этапов уточненный авторский оригинал морфотектонической карты практически составлен. Последний этап, в общем, сугубо технический и включает создание кондиционной картографической модели морфотектонического строения территории в строгом соответствии с заданными требованиями и легендой (рис. 19). Морфотектоническая карта составляется на специальной бланковой топооснове с разреженными горизонталями. Характер геоморфологической поверхности на таких картах представлен в объеме и с точностью, достаточными для дальнейших морфотектонических построений, что лишний раз доказывает ненужность показа на результирующей синтетической карте различных аналитических элементов рельефа: крутизны склонов, расчлененности и т. п.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВЛЕНИЯ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Составление морфотектонических карт любого масштаба и легенд к ним базируется на одинаковых принципах, изложенных в предыдущих главах и разделах. Однако картографирование морфотектонических объектов разных уровней организации обладает своими особенностями, присущими группе карт близких масштабов. Принцип перехода количества и качества, обуславливающий иерархические уровни морфотектонических объектов, справедлив и для картографических моделей морфоструктур. Новое качество карты возникает тогда, когда на ней показаны объекты двух, максимум трех смежных рангов. Обычно объекты среднего ранга составляют основной каркас, основное содержание карты, объекты более высокого ранга являются ее фоном, а более низкого — узором. Если на карте изображаются объекты одного ранга, то ее детализация может быть направлена по пути увеличения количества порядков изображаемых морфоструктур в его пределах. В таком случае возрастание количества порядков изображаемых морфоструктур не приведет к появлению нового качества карты, возрастет только ее детальность.

Рассмотрим несколько видов мелкомасштабных морфотектонических карт и на их примере попытаемся показать особенности создания легенд картографических моделей. В качестве примера выбраны районы Востока Евразии, где были сосредоточены наши полевые работы за последнее десятилетие.

Морфотектоническая карта-схема Восточной Евразии. Территория, входящая в карту (рис. 20, см. вкл.), характеризуется наличием всех трех континентальных геоструктурных областей и частично океанических. На карте в качестве фона фигурируют равниннократонная, квазиравнинно-квазиплатформенная, горноскладчатая — континентальные области, равниннократонная — океаническая и конвергентная области. Основой карты, ее каркасом являются морфоструктуры плитного, геосинклинального и орогенного тектонических комплексов. Наличие почти в каждом из них элементов, находящихся на различных стадиях развития, позволило дать их более дробное расчленение. В этом состоит самая главная особенность Востока Евразии, где возможно увидеть наиболее полный ряд морфоструктур, начиная от современных геосинклиналей и кончая древними платформами. Морфоструктуры ранга формационных комплексов подчеркивают особенности строения морфоструктур ранга тектонических комплексов, главным образом их зональность.

Самое рельефное изобразительное средство — штриховка (цвет в цветовом варианте) отдано морфогенетическим типам морфоструктур тектонических комплексов (седьмой ранг, группа геотектур). Характером границ изображены объекты девятого и шестого рангов. При этом более высокому рангу соответствуют линии большей полноты (другого цвета). Наконец, «размытой», штриховой границей обозначены морфоструктуры уровня слоев земной коры. Нечеткость границ этого типа морфоструктур объясняется отсутствием резких переходов между ними и условным характером границ. В связи с тем, что в основу деления вещественно-

структурных комплексов морфоструктур положено явление ритмичности, которое отражено и в наименованиях рангов морфоструктур, нами сделана попытка употребить эти наименования при описании карты. Они не являются обязательными, так как не общеприняты.

Геотектурная группа морфоструктур представлена элементарными геотектурами (седьмой ранг), мезо- (восьмой ранг) и макрогеотектурами (девятый ранг). Изометричную форму в плоскости карты имеют равниннократонные (квазиравнинно-квазикратонные) и некоторые горноскладчатые морфоструктуры главным образом ранних и средних стадий развития. Линейные (дуговые) очертания свойственны большинству горноскладчатых морфоструктур, особенно это характерно для позднеорогенных и позднедейтероорогенных морфоструктур. Их форма в плоскости YZ — линзовидная двояковыпуклая и вогнуто-выпуклая для изометричных морфоструктур, бипризмоидальная — для линейных. В объемном выражении изометричные морфоструктуры представлены неправильными сильно сплюснутыми эллипсоидами, биконоидами и почти плоскими призмами. Для линейных морфоструктур характерны бипризмоидальные и эллипсоидальные формы. Если у изометричных эллипсоидальных морфоструктур малая ось ориентирована обычно в плоскости YZ , то у линейных с этой плоскостью совпадает средняя ось.

Тихоокеанская океаническая макрогеотектура на карте представлена лишь своим северо-западным выступом. Геоморфологическая поверхность здесь слабо вогнута и составляет часть Северо-Западной котловины Тихого океана. Она конформна в целом подошве осадочного слоя и форме базальтового слоя, обусловленной, по-видимому, наличием центростремительного потока. Основная часть морфоструктурообразующего потока располагается в подкоровом слое. Можно ожидать некоторое уплотнение вещества верхней части базальтового слоя, связанное с его остыванием и слабым прогибанием большого радиуса кривизны.

Макротектуры конвергентной области представлены валом-поднятием Зенкевича (северо-восточное окончание) и возвышенностью — поднятием Обручева. Их возникновение связано с короблением базальтового слоя, характерным явлением для краевых частей пододвигающихся, субдуктирующих плит. Внешние границы морфоструктур проводятся по осевым зонам Алеутского и Курило-Камчатского желобов. Таким образом, в состав морфоструктур поднятий Зенкевича и Обручева включены приокеанские части глубоководных желобов, морфоструктуры низших рангов.

Макротектура типа равниннократонной представлена на карте лишь небольшой восточной частью Восточно-Сибирской древней платформы. В ее состав входят Предверхоаянская впадина — перикратонный (краевой) прогиб и Алдано-Сетте-Дабанская группа дейтероорогенных горноскладчатых морфоструктур. Южной границей морфоструктуры является Становой разлом-уступ, на востоке — система Сетте-Дабанских и Западно-Верхоаянских разломов-уступов. Геоморфологическая поверхность Восточно-Сибирской морфоструктуры постепенно воздымается в сторону Алданской дейтероорогенной морфоструктуры и субпараллельна форме подошвы плитного комплекса, представленного здесь моноклизой с переходом в синеклизу. На востоке плато моноклиза резко сочленяется с Сетте-Дабанской горноскладчатой дейтероорогенной морфоструктурой.

Переход к Предверхоянской впадине-прогибу осуществляется по перегибу геоморфологической поверхности, конформной мегафлекsure.

Квазиравнинноквазиplatformенные морфоструктуры представлены более широко. Это Охотоморская, Берингская (запад) и Восточно-Сибирская (южная часть) макрогеотектуры. Остановимся на Охотоморской макрогеотектуре, которая наиболее полно изучена [Гнибиденко, 1977, 1979, 1981, 1984].

Морфоструктура изометричная — почти правильный четырехугольник (изометричность 1:1,4), ориентированный субмеридионально. Характер геоморфологической поверхности здесь довольно сложный. В целом она ступенчато погружается на юго-запад, отражая смену одних морфогенетических структур низших рангов другими. На востоке и западе она завершается впадинами — краевыми прогибами, на севере ограничена уступом — зоной глубинного разлома с системой сnivelированных горстов и компенсированных грабен, а с юга представлена уступом — зоной глубинного разлома, осложненной серией ступенчатых блоков. Плитный чехол в целом представляет собой выпукло-вогнутую наклонную линзу, осложненную локальными остаточными и конседиментационными поднятиями и опусканиями.

Берингская квазиравнинно-квазиplatformенная макрогеотектура во многом напоминает Охотоморскую, но находится на более поздней стадии развития, что выражается, прежде всего, в более равнинном характере геоморфологической поверхности. Плитный чехол погребает под собой большую часть выступов фундамента, а конседиментационные структуры здесь пологие.

Характер сочленения морфоструктуры с окружающими одноранговыми примерно такой же, как и у Охотоморской. Южная часть Восточно-Сибирской морфоструктуры в целом представляет собой надводно-подводную низменность — поверхность выравнивания. Чехол здесь маломощный, имеет пятнистое распространение. В целом это система сnivelированных, частично погребенных горстов и компенсированных грабен, ступенчато погружающихся в сторону глубоководной впадины Ледовитого океана. Известные здесь острова-горсты являются выступами складчатого основания.

Горноскладчатая группа геотектур является своеобразной шовной зоной, разделяющей равниннократонную и квазиравнинно-квазикратонную группы. Горноскладчатые области подразделены на три морфогенетических типа элементарных геотектур: геосинклинальный, орогенный и дейтероорогенный, каждый из которых состоит из трех подтипов.

Геосинклинальные геотектуры ранних и средних стадий развития характерны только для зоны перехода — мезогеотектуры, в то время как геотектуры поздней стадии развития свойственны как зоне перехода, так и континентальной мезогеотектуре. Представителями раннегеосинклинальных геотектур являются глубоководные котловины-прогибы Охотского и Берингова морей. Их вогнутая геоморфологическая поверхность конформна кровле базальтового слоя, она почти не дифференцирована. Эти геотектуры сочленяются с соседними по уступам — зонами глубинных разломов, со среднегеосинклинальными морфоструктурами — по перегибам поверхности в местах сочленения с геоантиклинальными под-

нятиями. Переход от раннегеосинклиального типа мезогеотектур к среднегеосинклиальному резкий.

Для мезогеотектур, находящихся на среднегеосинклиальной стадии развития, характерна слабодиссипирующая выпуклая поверхность в случае подводных хребтов-геоантиклиналей (хреб. Бауэрса, Ширшова) несколько более диссипирующая для Курильской и Алеутской островных гряд — перекомпенсированных прогибов и слабодиссипирующая для плоскогорий типа Янского и Эльгинского. В целом поверхность совпадает с зеркалом зон пологой складчатости, переходной от среднегеосинклиальной к раннеэпигеосинклиальной. Так, например, в пределах Западно-Камчатского прогиба можно видеть серию узких субпараллельных зон с поверхностью от плоскогорья до подводной равнины, отражающих последовательное уменьшение амплитуд складчатых форм и общий моноклиальный наклон геосинклиального комплекса на запад. Представителями эпигеосинклиальных горноскладчатых морфоструктур являются Верхоянский и Длинный (Камчатка) хребты-антиклинории, а также Корякский свод-нагорье.

Вторым элементом горноскладчатых морфоструктур являются орогенные области, для которых характерен в общем случае сводовый тип тектонической структуры, а геоморфологическая поверхность представлена нагорьями, хребтами, глыбами, грабен-долинами и другими более мелкими формами. Здесь выделяются три морфогенетических типа морфоструктур, характерных для различных стадий развития орогенов. Раннеорогенные морфоструктуры представлены плутогенными сводово-глыбовыми хребтами, плутогенными нагорьями и разновидностями, переходными между ними. Сводово-глыбовые хребты — это система магматогенных хребтов, образованных серией, рядами плутогенных куполов диаметром в 100—300 км, а нагорья диаметром более 300 км [Тащи, 1981, 1982, 1983; Тащи и др., 1982; Тащи, Кулаков, 1985; Тащи, Ермошин, 1984, 1985; и др.].

Морфоструктуры среднеорогенной стадии представлены вулканоплутогенными сводовыми и сводово-глыбовыми хребтами, в меньшей мере плато-плоскогорьями — вулканогенными впадинами. Здесь начинают появляться отдельные впадины — рифты [Фремд, 1979; Тащи, 1983; Соловьев, 1984]. Г. М. Фремд [1979] предложил считать все окраинноматериковые пояса рифтогенными структурами, что вряд ли правильно. Более обоснованным может быть отнесение к рифтовым или рифтоидным морфоструктурам внешних зон окраинноматериковых вулканических поясов [Белый, 1978; Рыбалко и др., 1978], т. е. те части орогенных поясов, где уже намечается четкая тенденция к перерождению континентальной коры.

Морфоструктуры позднеорогенной стадии представляют собой систему долин-рифтов, озер-рифтов, погребенных рифтовых впадин на шельфе, рифтов-проливов и заливов, разделенных или окаймленных горстами-междуречьями, горстами-хребтами или морфоструктурами других морфогенетических типов. Здесь характерны поверхности типа вулканогенных плато, внутренних шельфов, сниженных междуречий и поверхности самих рифтовых впадин. Морфоструктуры позднеорогенной стадии располагаются в зонах: орогенная горноскладчатая область (внешняя

зона) — квазиравнинно-квазиплатформенная область или разграничивают некоторые эпигеосинклинальные горноскладчатые области и среднеорогенные (см. рис. 20). Они параллельны квазиравнинно-квазиплатформенным областям или продолжают одна другую, где первые образуют своеобразные заливы.

Дейтероорогенные морфоструктуры завершают горноскладчатый ряд морфоструктур. Они располагаются в зонах перехода ороген — континентальный кратон и ороген — срединный массив. Сюда включены щиты, краевые и внутриплатформенные поднятия типа Омнинско-Батомгского Сибирской платформы. В целом это активизированные части щитов, складчатого фундамента краевых зон, плит, срединные массивы и другие жесткие блоки. Сочетание метаморфогенных комплексов с плутоногенными разного возраста обусловило формирование геоморфологических поверхностей типа нагорий с отдельными хребтами и куполами, в том числе и позднеюрско-раннемеловыми [Тащи, Ермошин, 1982]. Зона перехода от дейтероорогенных морфоструктур к плитным представлена серией метаморфогенно-плутоногенных куполов с частично сохранившимся маломощным чехлом, склоны которых осложнены валами-хребтами, сочетающимися с плоскогорьями-впадинами и флексурами-перегибами склонов. Шовные зоны, разделяющие орогены и дейтерогены, представлены цепочками плоскогорий частично инверсированных впадин типа Южно-Якутских и Верхнебуеринской.

Анализ пространственного положения элементов горноскладчатых морфоструктур показывает, что всюду устанавливается достаточно четкая зональность [Тащи, 1979; Тащи, Никонова, 1980; Сухов, 1979, 1981; Никонова, Тащи, 1985]. Большая часть деструктивных элементов — позднеорогенических (рифтогенных зон) обозначает собой западную границу зоны перехода и некоторые морфоструктуры шовного типа [Худяков, 1977]. Морфоструктуры позднеорогенной стадии приравниваются нами к рифтовым геоструктурным областям. При этом мы полагаем, что это трансгрессивная часть регрессивно-трансгрессивного ритма. Именно в это время происходят те изменения в составе коры, которые позволяют некоторым ученым выделять рифты в самостоятельные геоструктурные области.

Составление мелкомасштабных морфотектонических карт необходимо для установления направленности развития морфоструктур и особенно типов их геоморфологических поверхностей. Если рассматривать в целом весь ряд геоструктурных областей, то он будет выглядеть следующим образом: дивергентные области срединноокеанических хребтов → равнинноокеанические кратоны (талассократоны) → краевые валы и возвышенности конвергентных областей → горноскладчатые области → квазиравнинно-квазикратонные области → равниннократонные области. Это конструктивный ряд. В деструктивном ряду соотношение между элементами будет иным. Полученные выводы могут быть использованы при построении общей теории эндогенного геоморфогенеза и ее частных разделов.

Морфотектоническая карта масштаба 1:10 000 000. На карте показаны объекты трех уровней организации: слоев земной коры, тектонических комплексов и геотектонического (рис. 21, см. вкл.). Объекты уров-

ня слоев Земли играют роль фона, что и отражено в характере их изображения соответствующей штриховкой (в черно-белом варианте — только границами).

Морфоструктуры уровня тектонических комплексов составляют основу карты, ее каркас. Эти объекты показаны одним—двумя цветами и соответствующими границами, благодаря чему воспринимаются как целое (в черно-белом варианте — штриховкой). Наконец, геолого-геоморфологические объекты третьего, низшего для рассматриваемой карты ранга показаны оттенками цветов объектов второго ранга, указывая тем самым на отношение между ними. Возрастанием интенсивности закрашки отражена степень относительной контрастности морфоструктур. Так, например, морфоструктуры с геоморфологической поверхностью типа равнин показаны цветом меньшей интенсивности, чем морфоструктуры, с геоморфологической поверхностью типа плоскогорья. Такой подход позволил отобразить в общем виде интенсивность процессов геоморфогенеза. Внемасштабным знаком показаны некоторые морфоструктуры, характеризующие главные черты той или иной территории.

Ведущие типы вещественных комплексов показаны крапом. Магматогенный комплекс традиционно подразделен на две составляющие: плутоногенную и вулканогенную. В тех случаях, когда их самостоятельность не доказана или они формировались одновременно или близко одновременно, занимая при этом одни и те же площади, магматогенный комплекс показан комбинацией знаков. Таким же оставался принцип при показе и метаморфогенного комплекса.

При проведении границ руководящим был принцип преобладания совокупности признаков одного морфогенетического типа над другим с учетом их ранговой принадлежности. Проведение уверенных, резких границ, таким образом, прием зачастую субъективный.

Предлагаемая морфотектоническая карта имеет общее назначение. На ней отображен суммарный эффект от взаимодействия потоков энергии — массы различной направленности, генетической принадлежности и времени функционирования. В этом она отличается от специализированных карт, где выделяются одни элементы в ущерб другим. Так, например, на карте можно видеть элементы морфоструктур центрального типа, но в то же время она существенным образом отличается от карты морфоструктур центрального типа [Соловьев, 1979].

Морфоструктуры ранга слоев земной коры. Морфоструктуры этого ранга представлены тремя подразделениями (зонами): континентальной, зоной перехода и океанической.

Морфоструктуре континентальной зоны свойственно преобладание гранитно-метаморфического и осадочного слоев повышенной мощности, окончательное становление которых связано с функционированием разновременных преимущественно центробежных потоков энергии—массы. Континентальная зона — это в целом положительная тектоническая форма с конформной ей выпуклой геоморфологической поверхностью, о чем свидетельствует общий сток, направленный к смежным зонам. Распространенные здесь отрицательные морфоструктуры — явление второстепенное.

Морфоструктура зоны перехода характеризуется сочета-

нием гранитно-метаморфического, базальтового и осадочно-вулканогенного слоев различной мощности, формирование которых находится на различных стадиях и потоков энергии—массы разной направленности. Вещественно-структурным комплексам конформна в целом выпукло-вогнутая геоморфологическая поверхность. Морфоструктурообразующие потоки принадлежат двум типам: магматогенному и метаморфогенному разуплотнения (центробежные потоки) и метаморфогенному уплотнения (центростремительные). Продукты метаморфогенного потока уплотнения наблюдать невозможно, так как они погребены под седиментогенным и седиментогенно-вулканогенными комплексами. В этом случае показана комбинация знаков седиментогенного (иногда седиментогенно-вулканогенного) комплекса выполнения с метаморфогенным комплексом уплотнения, полагая, что последний формирует отрицательные тектонические формы, а первый стремится к их заравниванию, заполнению.

В местах взаимодействия морфоструктуры зоны перехода с континентальной морфоструктурой отмечается деструкция последней, которая усиливается к центральной (осевой) части зоны перехода. Там же, где взаимодействуют океаническая морфоструктура и зона перехода, преобладает конструктивный тип геоморфогенеза.

Морфоструктура океанической зоны почти не входит в рассматриваемую карту. Можно лишь отметить, что взаимодействие океанической морфоструктуры с морфоструктурой зоны перехода происходит через систему краевой океанический вал (поднятие) — глубоководный желоб. Первый отнесен к океанической морфоструктуре, а второй — к зоне перехода. Эти два элемента характеризуются метаморфогенными вещественными комплексами соответственно разуплотнения и уплотнения. Седиментогенный и седиментогенно-вулканогенные комплексы для желоба играют роль комплексов выполнения, а для краевых поднятий — облекания.

Морфоструктуры ранга тектонических комплексов. Тектонические комплексы, положенные в основу при выделении морфоструктур второго ранга, подразделяются на плитный, геосинклинальный и орогенный. При составлении карты возникла необходимость выделять по две их разновидности: формирующиеся и сформировавшиеся. Главная особенность первых заключается в том, что процессы экзогеоморфогенеза преобладают над процессами эндогеоморфогенеза, что воспринимается как состояние «пассивного» развития. В пределах морфоструктур такого рода нет или мало вещественных комплексов, свидетельствующих об их современном активном развитии. Для таких морфоструктур характерен вынос материала за их пределы.

Морфоструктуры плитного комплекса включают платформенные области и участки, затронутые в какой-то мере процессами геоморфогенеза других генетических типов, но при этом «лицо» плитного комплекса распознается без труда. Для сформировавшегося плитного комплекса характерно вещество, находящееся в состоянии частичной унаследованности от стадии метаморфизма уплотнения. Тектоническая структура характеризуется складчатостью раскрытого типа [Е. И. Паталаха, 1985]. Такие морфоструктуры обычно выведены из

областей аккумуляции. Вынос материала с их поверхности резко преобладает над аккумуляцией.

Такие морфоструктуры не только прекратили нисходящее движение, но и вовлечены в центробежно направленный тип движения, поэтому логично ожидать некоторого разуплотнения исходного вещества. Оно должно возрасть по мере уменьшения $P - T$. Именно это результирующее состояние вещества (породы) воспринимается как характерное для сформировавшихся плитных морфоструктур. Ему и соответствует геоморфологическая поверхность, имеющая слабо выпуклую мало контрастную форму.

Таким образом, для сформировавшейся плитной морфоструктуры характерно наличие вещества, связанного с метаморфизмом разуплотнения, раскрытый тип складчатых структур и слабо выпуклая мало контрастная геоморфологическая поверхность.

Формирующиеся плитные морфоструктуры характеризуются преобладанием центростремительных движений и процессов аккумуляции. Вынос из системы перемещающегося по поверхности материала или отсутствует, или значительно уступает привносу. При центростремительном потоке вещественные комплексы, непрерывно захороняясь, претерпевают преобразования, связанные с диагенезом, а затем и метаморфизмом уплотнения. Складчатые комплексы по знаку противоположны, а по типу аналогичны предыдущей разновидности плитных морфоструктур. Геоморфологическая поверхность в целом вогнутая и еще менее контрастная. Это объясняется тем, что комплексы выполнения в значительной мере маскируют поверхность, связанную с эндогенным центростремительным потоком метаморфизма уплотнения. В отличие от сформировавшихся плитных морфоструктур отрицательные тектонические формы преобладают над положительными при примерно одинаковой степени деформации слоев исходных пород и субгоризонтальном залегании слоев комплекса выполнения.

Для формирующихся плитных морфоструктур характерно преобладание вещественных комплексов типа метаморфизма уплотнения и аккумулятивного выполнения, раскрытый тип складчатых структур и слабо вогнутая мало контрастная геоморфологическая поверхность.

Морфоструктуры геосинклинального комплекса характеризуются наличием магматогенных, метаморфогенных и дислокационных комплексов уплотнения и разуплотнения. Складчатость здесь сжатого типа, а геоморфологическая поверхность выпукло-вогнутая, контрастная, сильно дифференцированная. Потоки энергии — массы разнонаправленны и чередуются как во времени, так и в пространстве.

Геосинклинальный тип морфоструктур, как и предыдущий, подразделяется на две разновидности, из которых сформировавшиеся морфоструктуры характерны для континентальных зон, а формирующиеся — для зон перехода.

Сформировавшиеся морфоструктуры геосинклинального комплекса характеризуются породами, находящимися в стадии метаморфизма разуплотнения, дислокационными комплексами разуплотнения и уплотнения с преобладанием первого.

Вещественные комплексы стадии метаморфизма уплотнения (эпизоны, мезозоны и катазоны) подвергаются, таким образом, некоторым преобразованиям, связанным с изменением направления потока энергии — массы от центростремительного к центробежному. Наряду с выносом из системы вещества, перемещающегося по ее поверхности, осуществляется и привнос его путем складчатого магматизма, главным образом плутонизма. Складчатость типа сжатия с преобладанием положительных форм. Геоморфологическая поверхность преимущественно выпуклая, средней контрастности. Вещественные комплексы стадии метаморфизма уплотнения не претерпели полного преобразования из-за остаточных явлений, связанных с необратимостью процессов эволюции вещества.

Формирующиеся морфоструктуры геосинклинального комплекса характеризуются процессами, вещественно-структурными комплексами и геоморфологическими поверхностями, находящимися в отношении зеркальной симметрии к сформировавшимся геосинклинальным морфоструктурам. Для формирующихся геосинклинальных морфоструктур характерно преобладание дислокационного комплекса уплотнения, сжатый тип складчатости, вогнутая геоморфологическая поверхность средней контрастности. Подчеркнем, что здесь преобладает привнос вещества, перемещающегося по поверхности и поступающего из очагов, расположенных на больших глубинах. Для геосинклинального геоморфогенеза характерны компенсированный, перекомпенсированный (вулканизм) и недокомпенсированный типы накопления, что выражается большой контрастностью морфоструктур, образующих чаще всего морфотектонопары.

Морфоструктуры орогенного комплекса характеризуются преобладанием вещества, находящегося в стадии максимального разуплотнения по сравнению с предыдущими типами морфоструктур. Большая доля приходится на вещественные комплексы магматогенного происхождения. Преобладающими здесь деформациями являются дислокации типа аркогенеза и рифтогенеза. Выпуклые и вогнутые геоморфологические поверхности большей частью контрастны. Для рассматриваемого региона характерно преобладание аркогенных морфоструктур над рифтогенными. В связи с этим мы считаем, что орогенный структурный комплекс большей части территории окончательно не сформировался.

Ниже приводится краткое описание морфоструктур, наиболее характерных для рассматриваемой территории. При этом мы стремились, насколько это возможно, сохранить названия, присвоенные ранее тектоническим структурам.

Восточно-Сибирская сформировавшаяся плитная морфоструктура — одна из самых древних морфоструктур региона. В ее строении наблюдается некоторая зональность, которая ясна из пространственного положения морфоструктур третьего ранга — формационного.

В периферической части Восточно-Сибирской морфоструктуры располагаются депрессионные морфоструктуры типа низменности и впадины остаточных краевых прогибов (Хатангский, Лено-Анабарский и Предверхоаянский), плато-вулканогенного прогиба (Преддзугджурский) и плоскогорий — почти полностью инверсированных впадин (Предста-

новые). Хатангская и Предверхоянская отрицательные морфоструктуры сохранились от предыдущего этапа и были вовлечены в общее восходящее движение, захватившее всю Восточно-Сибирскую морфоструктуру. Этими же движениями были охвачены Преддзугджурская и Представновские морфоструктуры, но их инверсия связана с проявлением мелового магматизма и орогенным аркогенезом, в результате чего их исходные вогнутые геоморфологические поверхности, конформные состоянию впадин, были деформированы и приобрели характер плато и плоскогорий.

На юге Восточно-Сибирской морфоструктуры выделяется Алданский ряд купольных морфоструктур, в ядерных частях которых обнажаются гранитно-метаморфический комплекс основания, интрузивный комплекс поздней юры — раннего мела и маломощный, частично сохранившийся от размыва комплекс чехла. Склоны куполов сложены формациями плитного комплекса, срезанными на юге Становым разломом-уступом. Купольный тип морфоструктур указывает на преобладание центробежного типа движений, наличие потока относительно разуплотненного вещества и аркогенный тип дислокаций, что в сумме характерно для положительных орогенных морфоструктур. Отсутствие сопутствующих им явлений рифтогенеза свидетельствует о его начальной стадии. На склонах куполов, обращенных к внутренней части платформы, где возрастают мощности плитного комплекса, орогенный характер морфоструктур не столь очевиден.

Севернее Алданского ряда куполов располагается достаточно симметричная система, представленная Вилюйской равниной — остаточной слабо поднятой синеклизой, по обе стороны от которой и на ее западном продолжении располагаются морфоструктуры типа плато — остаточные поднятые синеклизы и моноклизы.

Таким образом, от Алданского массива к Вилюйской синеклизе постепенно затухает влияние позднеюрско-раннемелового орогенеза и возрастает доля морфоструктур, унаследованных от предыдущего этапа, вовлеченных в общее восходящее движение (основной поток). Плановая геометрия Станового разлома-уступа, Алданского ряда куполов, Вилюйской равнины — слабо поднятой остаточной синеклизы и затухание амплитуды позднемезозойского орогенеза свидетельствуют о том, что здесь существенным образом сказались события, имевшие место в пределах Амурской мегакольцевой морфоструктуры, граница которой может быть проведена севернее, чем она проводилась до сих пор [Золотов, 1976; Соловьев, 1976, 1978, 1979; Кулаков, 1980; и др.].

Анабарская купольно-кольцевая морфоструктура состоит из четырех зон. Ядерная часть представлена Анабарским массивом и его склонами, сложенными ниже-среднепротерозойским орогенным комплексом. Второй концентр в целом представляет собой плоскогорье-впадину со слабо вогнутой геоморфологической поверхностью, конформной плитному вещественному комплексу, находящемуся в состоянии ранней стадии слабого метаморфизма уплотнения. Третий концентр образован рядом куполов и сводов, куда входят Оленекский и Мунский своды, Мархинский и Айхальский выступы и др., образующие единый кольцевой мегавал. Внешняя граница концентра принята нами в качестве границы Анабарской купольно-кольцевой морфоструктуры. К ней, однако, можно отнести

и следующую зону — северные склоны Вилюйской равнины — остаточной слабо поднятой синеклизы.

Наличие зональности у Восточно-Сибирской плитной морфоструктуры, связанной с Анабарской и Амурской морфоструктурами центрального типа, несомненно. Так, по обе стороны от Вилюйской морфоструктуры возрастает степень деформированности и некоторого разуплотнения вещественных комплексов, начинают появляться на поверхности кристаллический комплекс основания и плутоногенный комплекс позднего мезозоя, сопровождаемые аркогенным типом деформаций. Всей этой сложной системе вещественно-структурных комплексов конформны геоморфологические поверхности от низменностей и равнин до нагорий и отдельных хребтов (Кет-Кап).

Охотоморская морфоструктура является представителем формирующихся плитных морфоструктур, на примере которой показаны основные особенности геоморфогенеза этого типа. Здесь выделяется система отрицательных морфоструктур низшего ранга, формирующихся при преобладании центростремительного потока энергии — массы. Ведущее значение имеет здесь вещество (породы), находящиеся в стадии метаморфизма уплотнения. Терригенный и вулканогенный комплексы по типу относятся к комплексам выполнения и в целом нивелируют геоморфологическую поверхность, конформную метаморфогенному вещественно-структурному комплексу. Положительные морфоструктуры представлены хребтами-щитами, валами и отдельными поднятиями.

Из анализа пространственного положения морфоструктур низшего ранга видно, что краевые прогибы тяготеют к областям геосинклинальной и орогенной складчатости. Шельфы — системы сnivelированных горстов и компенсированных прогибов — отражают переход от предчехольной стадии к собственно чехольной. Они одновременно являются зоной перехода от орогенных морфоструктур поздней стадии развития (система горстов и рифтогенных впадин) к собственно плитным морфоструктурам. Формирующиеся плитные морфоструктуры и формирующиеся геосинклинальные сочленяются через систему ступенчатых горстов и грабенов или уступов в зонах глубинных разломов. К морфоструктурам зоны перехода ороген — формирующаяся плита могут быть отнесены Верхне- и Среднеамурская морфоструктуры, система морфоструктур низовьев Яны и Колымы и, по-видимому, шельфа Ледовитого океана. Характерно, что равнины — слабо поднятые остаточные синеклизы и опущенные шельфы — формирующиеся синеклизы — располагаются в местах, наиболее удаленных от смежных геосинклинальных или орогенных морфоструктур, где их влияние минимально.

Морфоструктуры геосинклинальных тектонических комплексов представлены, пожалуй, наиболее широко. На изученной территории можно видеть целый их спектр, включающий представителей от развивающихся современных (Курило-Камчатская) до затронутых в той или иной мере процессами орогенеза (Яно-Колымская).

Корякско-Камчатская морфоструктура — представитель сформировавшихся или почти сформировавшихся геосинклинальных морфоструктур ранга тектонических комплексов. Здесь явления орогенеза в общем незначительны, исключая Ледяную купольную морфо-

структуру. Преобладают в пределах Корякско-Камчатской морфоструктуры хребты-антиклинории, горст-антиклинории и система надвиговых пластин, т. е. структуры с преимущественно сжатым типом складчатости. Вещественный комплекс в той или иной мере подвержен метаморфизму уплотнения, на которой наложен слабый и очень слабый процесс метаморфизма разуплотнения. К этому добавляется и некоторое количество интрузивного магматизма. Этим двум вещественным комплексам и положительным тектоническим структурам соответствует выпуклая геоморфологическая поверхность.

Отрицательные морфоструктуры третьего ранга малочисленны и находятся на крыльях морфоструктуры второго ранга. Это впадины — синклинории, остаточные и краевые прогибы. Среди вещественных комплексов здесь преобладают седиментогенный и вулканогенно-седиментогенный, подвергающиеся метаморфизму уплотнения по мере их захоронения и погружения. Интрузивный магматизм не характерен за исключением, может быть, гипербазитов, по которым образуются надвиги.

Курильская морфоструктура — представитель формирующихся геосинклинальных морфоструктур. Здесь отмечается явное преобладание седиментогенно-вулканогенных и вулканогенных вещественных комплексов. Центростремительные потоки резко доминируют над центробежными, исключая зоны активного вулканизма. В соответствии с этим находится и геоморфологическая поверхность: вогнутые формы преобладают над выпуклыми.

Основные морфогенетические типы морфоструктур здесь следующие: глубоководный желоб — внешний краевой прогиб, впадина — междуговой прогиб, местами компенсированный, глубоководная котловина — прогиб; далее следуют положительные морфоструктуры — валы — внешние островные дуги и геантиклинали (подводные). Довольно значительное место занимают морфоструктуры переходного типа. Это континентальный склон — зоны глубинных разломов с системой горстов и впадин, склоны островных гряд и подводных поднятий — зоны разломов с приразломной и оползневой складчатостью, подножья континентальных склонов, валов и других поднятий — зоны рассеянной зачаточной складчатости. Особняком стоит морфоструктура островная гряда — перекомпенсированный прогиб. Здесь геоморфологическая поверхность отражает состояние перекомпенсированного типа аккумуляции и вместе с тем для гряды в целом характерно медленное прогибание. Там, где перекомпенсированный тип аккумуляции отсутствует, видно, что морфоструктура по типу относится к отрицательным [Тащи, 1976, 1979].

Орогенные морфоструктуры второго ранга могут быть подразделены на три разновидности, отличающиеся одна от другой по стадиям развития. Восточно-Сахалинская орогенная морфоструктура выделена нами в качестве представителя морфоструктур раннеорогенной стадии. Для нее характерен преимущественно аркогенный тип деформаций, отсутствующий или слабо проявленный орогенный магматизм, особенно вулканизм, и наличие единичных мелких рифтогенных морфоструктур, расположенных на крыльях свода.

Сихотэ-Алиньская орогенная морфоструктура находится, по-видимому, на средней стадии развития. Для нее характерно широкое раз-

вите магматогенного комплекса, образующего плутоногенные, вулканно-плутоногенные и вулканогенные пояса, занимающие почти всю площадь морфоструктуры, расположенные зонально [Тащи, 1979; Сухов, 1981]. Среди рифтогенных морфоструктур присутствуют такие, где вулканы преобладают, но вместе с тем имеются и морфоструктуры с преобладанием терригенного комплекса. Рифтогенные структуры большей частью сосредоточены на крыльях сводов, но есть и поперечно ориентированные.

Пенжино-Анадырская морфоструктура — пример морфоструктур, находящихся в состоянии позднеорогенного развития; по простиранию переходит в неоплатформенные морфоструктуры. Здесь соответствие между грабенами и горстами примерно одинаково. В целом эта система может быть названа рифтовой зоной Яно-Колымской орогенной морфоструктуры второго ранга. Она, как видим, располагается на крыльях этого свода, имеющего довольно сложное внутреннее строение.

Для Пенжино-Анадырской морфоструктуры характерно проявление базальтового вулканизма, синхронного ему седиментогенного комплекса, глыбовый тип дислокаций и контрастно сочленяющиеся выпуклые и вогнутые типы геоморфологических поверхностей. В целом это система глыбовых хребтов-горстов, глыбовых впадин-грабенов и плато-вулканогенных поясов [новообразованные зоны по В. Ф. Белому, 1978]. К этому же типу морфоструктур принадлежит Татарская, в которую входит и часть Восточно-Сихотэ-Алиньской зоны, где преобладают неоген-четвертичные базальтоиды. Представителем заключительной фазы позднеорогенной стадии развития является западная часть Среднеамурской депрессионной морфоструктуры, обладающая уже чертами и раннеплитной.

Амурская кольцевая орогенная мегаморфоструктура второго ранга имеет довольно отчетливую кольцевую зональность. К ее ядру тяготеют морфоструктуры третьего ранга, находящиеся на средней, а местами и на поздней стадиях развития с переходом в некоторых случаях к раннеплитной стадии. Затем следует кольцевой элемент, где представители морфоструктур среднеорогенной стадии развития преобладают над остальными. Третьему концентру свойственно преобладание раннеорогенных морфоструктур. По периферии, наконец, снова преобладают морфоструктуры средне-позднеорогенных стадий развития, чередующиеся с геосинклинальными и плитными морфоструктурами. Такова же в принципе и зональность Яно-Колымской орогенной морфоструктуры, несмотря на существование здесь более сложных переходов с Верхоянской позднегеосинклинальной (сформировавшейся) морфоструктурой, подверженной в той или иной мере влиянию геоморфогенеза орогенного типа.

Намечаются три типа сочленения морфоструктур: последовательный, параллельный и поперечный. При последовательном сочленении морфоструктур для них характерны переходы типа «фациальных», вхождения одного типа в другой. Так, например, морфоструктуры Хасано-Ханкайской зоны сочленяются с морфоструктурами северной части Алчанской зоны путем постепенного вырождения депрессионных морфоструктур.

Параллельному типу сочленения в целом свойственно фестончатое и клинообразное проникновение морфоструктур более поздних стадий развития в морфоструктуры ранних стадий. Последние чаще всего вы-

глядят как остаточные, разрушающиеся. Проникающими являются деструктивные элементы — депрессионные, а остаточными — положительные, утратившими в той или иной мере свою активность и автономность. Для обоих типов сочленения характерно наследование простираний структур субстрата. Параллельному сочленению свойственна продольная зональность, а последовательному — продольно-поперечная. Третий тип сочленения — поперечный, характеризуется быстрым выклиниванием более молодых и более активных морфоструктур. Они, кроме этого, имеют поперечное простирание. Представителями такого типа сочленения являются Кухтуйская система грабен-долин, долин-зон разломов и хребтов-горстов. На продолжении Сихотэ-Алиньского магматогена находится Шантарская орогенная морфоструктура, элементы которой представлены грабен-проливами «сихотэ-алиньского» и «монголо-охотского» направлений. Северо-западнее известна серия вулcano-плутонических положительных морфоструктур (среднеорогенная стадия), поперечных по отношению к Джугджурской и Удской положительным морфоструктурам.

Сочленение Амурской кольцевой орогенной морфоструктуры с Восточно-Сибирской — субпараллельное, плавное. Таким же оно представляется и с Охотоморской неоплитной морфоструктурой. Япономорская формирующаяся геосинклинальная морфоструктура имеет два типа сочленения с Амурской кольцевой. Параллельное сочленение резкое, через Восточно-Приморский краевой глубинный разлом. Переход от Япономорской котловины-прогиба к Татарскому проливу-рифту хоть и быстрый, но постепенный типа «фациального». Курильско-Камчатская геосинклинальная морфоструктура имеет поперечное сочленение с Алеутской кольцевой, осуществляется оно через систему дуговых низкопорядковых гравигенных морфоструктур. Яно-Колымская орогенная морфоструктура второго ранга сочленяется с Верхоянской по поперечному типу. Для зоны сочленения с Корякско-Камчатской морфоструктурой характерен преимущественно параллельный тип сочленения, а с Чукотской — поперечный. Таковы же, примерно, и взаимоотношения между неоплатформенной морфоструктурой Ледовитого океана и Яно-Колымской орогенной морфоструктурой.

Для территории характерны три типа морфоструктур глобального уровня: континентальный, океанический и переходный.

Морфоструктуры уровня тектонических комплексов (первый ранг) представлены плитными, геосинклинальными и орогенными морфоструктурами, находящимися на различных стадиях развития.

Сформировавшиеся плитные и геосинклинальные морфоструктуры, а также морфоструктуры ранне-, средне-, и, частично, позднеорогенных стадий развития преобладают в континентальном типе морфоструктур глобального уровня организации.

Формирующиеся плитные (неоплитные), геосинклинальные (неогеосинклинальные) и, частично, позднеорогенные морфоструктуры характерны для зоны перехода, где преобладают депрессионные типы.

ВЫВОДЫ

1. Создание картографической морфотектонической модели предполагает покомпонентный анализ свойств и элементов с последующим синтезом их в виде целостной системы. Этому требованию удовлетворяет применение комплексных морфогенетических характеристик, поэтому в основу построения легенды к морфотектонической карте положено понятие «морфогенетический тип». Под этим термином понимается тип морфоструктуры, сформированной потоком энергии — массы определенного генезиса, направленности и симметрии, запечатленного в тектонической форме геологических тел и конформной ей геоморфологической поверхности.

2. Разработке легенды и составлению картографической морфотектонической модели в качестве обязательного этапа предшествует создание классификации и иерархии картографируемых объектов, основанное на уровнях организации вещественно-структурных комплексов.

3. Существуют определенные соотношения между уровнем организации морфоструктур и масштабом отражающих их моделей. При этом подход и принципы картографирования для моделей всех масштабов одинаковы. На моделях получают отражение морфоструктуры основного иерархического уровня в определенной пространственно-порядковой соподчиненности (каркас), а также фрагменты морфоструктур, которые их организуют (высший ранг — фон), и тех, которые ими организованы (низший ранг — узор). В рамках основного иерархического уровня выделяются более дробные категории-порядки, исследуются и картографируются морфогенетические особенности морфоструктур.

4. Выделены три типа сочленения морфоструктур разных морфогенетических типов и рангов. Параллельному типу сочленения свойственны резкие или постепенные переходы; последовательный тип сочленения характеризуется поступательным возрастанием более молодых морфоструктур, наследующих простирание более древних; поперечному типу свойственно преобладание морфоструктур поперечного простирания.

5. Принципы геолого-геоморфологической конформности и системности позволяют более обоснованно проводить морфотектоническое районирование, выявлять качества, свойственные морфоструктурам разных уровней организации, определять на какой стадии развития они находятся.

ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

В предыдущих главах неоднократно подчеркивалось, что составление морфотектонических карт не конечный, а промежуточный этап морфоструктурного анализа. Область их дальнейшего применения простирается от теоретических тектонических построений до решения сугубо прикладных задач. Морфотектонические карты, составленные с позиции концепции геолого-геоморфологической конформности, содержат в себе принципиально иную информацию, нежели тектонические и геоморфологические. Они являются по существу картами нового типа, так как сведения о рельефе, тектоническом и геологическом строении в них не разрознены, а проинтерпретированы под единым углом зрения [Ермошин, Тащи, 1986]. Морфоструктурные исследования, цель которых определяется конкретными запросами практики, например поиски участков и узлов, перспективных на те или иные полезные ископаемые, являются наиболее эффективными.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПРИ ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНЫХ РАБОТАХ

Морфотектоническое картографирование, как следует из предыдущих разделов, объединяет в себе элементы геологической съемки и геоморфологического картографирования. В обязательный набор карт при геологической съемке м-бов 1:1 000 000, 1:200 000 и 1:50 000 включены тектоническая и геоморфологическая карты (карты-схемы). Тектоническая карта составляется на основании геологической и в большинстве случаев по своему содержанию может быть названа структурной или структурно-формационной. Эти карты обычно содержат много дополнительной информации, отсутствующей на геологической карте, или несут вспомогательную нагрузку.

Геоморфологические карты при геологической съемке обычно носят формальный характер, хотя и составляются согласно существующим инструкциям и методическим указаниям. При этом связь между геоморфологической поверхностью и геологическим содержанием устанавливается не во время геологической съемки, а во время составления геоморфологической карты, как правило, в последний камеральный период. Исключением являются карты, составляемые специалистами-геоморфологами, которых в большинстве случаев не хватает. Состояние дел по геоморфологическим исследованиям на Дальнем Востоке как нельзя лучше иллюстрирует фраза, ставшая традиционной в рецензиях: «Глава „Геоморфология“ возражений не вызывает».

Такое отношение к геоморфологии вполне закономерно, так как круг вопросов, решаемых ею в горноскладчатых районах при геолого-съемочных работах, довольно узок. Она привлекается главным образом при

поисках россыпных месторождений. В остальных случаях геоморфологический анализ сводится к выделению и описанию граней рельефа, склоновых отложений, форме долин и типов террас. Много места уделяется обсуждению информации, которая может быть снята с топографических карт. Естественно, что при таком подходе элементы новизны и творчества минимальны, а это ведет, в свою очередь, к формализму. Получается, к сожалению, так, что геоморфологические карты часто становятся обузой при геолого-съёмочных работах, и геолого-съёмщики зачастую не видят необходимости в этих картах.

Дело с геоморфологическими исследованиями при геолого-съёмочных работах может быть изменено, если руководствоваться основными положениями принципа геолого-геоморфологической конформности при составлении как общих, так и геоморфологических карт, морфотектонических или морфоструктурных, что зависит от масштаба и цели проводимых работ. Ниже изложен наш небольшой опыт по вопросу применения морфотектонических карт при геологической съёмке.

Дешифрированию материалов дистанционного зондирования в предполетный период придается большое значение при геологической съёмке. Составляемые при этом схемы дешифрирования содержат в основном информацию о характере геоморфологической поверхности. Геологическое содержание эта информация получает после проведения самой съёмки. Составление предварительных, предполетных морфотектонических схем позволяет более целенаправленно проводить полевые геолого-съёмочные работы.

Процедура выделения морфоструктур по форме геоморфологической поверхности осуществляется следующим образом: выделяются общие типы поверхностей (хребты разных порядков, долины, впадины и т. д.), которые предварительно принимаются как формы, эндогенно обусловленные. По их геометрии в плане и в вертикальной плоскости можно сделать прогноз относительно того, какие морфогенетические типы морфоструктур могут иметь место на рассматриваемой территории. Так, например, для Дальнего Востока весьма характерными являются своды, купола и ряды куполов. Теперь уже нет сомнения в том, что не менее 80% этих форм свойственны магматогенным, особенно плутоногенным морфоструктурам, где морфоструктурообразующий комплекс выходит на поверхность. Остальные 10—15%, судя по косвенным данным, имеют аналогичную природу, но комплекс, формирующий морфоструктуры, находится на той или иной глубине и устанавливается в ряде случаев по геофизическим данным.

Кроме общих черт геоморфологической поверхности, важно провести анализ пространственного положения морфоскульптур, их типов и рисунков, образованных ими. Именно они подчеркивают основные, каркасные элементы морфоструктур и позволяют сделать ряд выводов вплоть до качественной оценки уровней среза некоторых морфогенетических типов морфоструктур. В некоторых случаях удается обнаружить объекты, названные нами квазиморфоструктурами.

В полевой период наблюдения ведутся таким образом, чтобы при минимальных затратах получить максимальный эффект. Элементы геоморфологической поверхности, особенно морфоскульптуры, отражают

такие особенности геологических объектов, которые при обыкновенной геологической съемке или не улавливаются, или на них не обращается должного внимания. Это могут быть безамплитудные дизъюнктивы, метасоматические купола, зоны повышенной минерализации, трещиноватости. Наличие морфотектонических карт съемочных масштабов позволяет более целенаправленно планировать места геологических маршрутов. Геоморфологические формы могут быть сняты с топографических карт и снимков нескольких масштабов, в том числе более детальных, чем масштабы имеющихся геологических карт.

В этой связи необходимо подчеркнуть, что при геологической съемке еще большее значение имеют морфоструктурные и структурно-геоморфологические модели. На них находят достаточно полное отображение элементы тектоники и геоморфологической поверхности. В идеале они могут заменить тектоническую (структурную) и геоморфологическую карты, и это не означает простое суммирование данных тектоники и геоморфологии. В зависимости от целей исследования геологической и металлогенической специализации района состав карт может быть несколько иным. Так, например, проведенное нами морфотектоническое и морфоструктурное картографирование в м-бе 1:200 000 в Охотско-Майском районе севера Хабаровского края показало, что в этом масштабе целесообразно показывать на карте только те эндоморфоскульптуры, которые подчеркивают детали строения морфоструктур и имеют поисковое значение. При картографировании в м-бе 1:50 000 необходимы сведения и по экзоморфоскульптурам.

Любую тектоническую форму можно обнаружить только через анализ вещества и его структуры. При этом ясно, что деформация исходной формы геологических тел сопровождается изменениями самого вещества и его внутренней структуры, степень которых зависит от того, насколько интенсивными были процессы, наложившиеся на первоначальные породы. Наличие конформных связей — это указание на то, что современные формы геоморфологических поверхностей находятся в соответствии с веществом и структурой, образующими конкретную тектоническую форму. При этом необходимо учитывать наличие остаточных явлений, которые еще более усложняют картину.

Здесь невозможно дать детальное описание специфики изучения всех морфогенетических типов морфоструктур разных рангов и тем более порядков. Надеемся, что краткие описания некоторых морфоструктур и их систем позволят уловить главные принципы, которые могут быть конкретизированы и дополнены при геолого-съемочных работах. Примеры касаются главным образом Охотско-Майского района, где известен ряд морфоструктур от плитных через геосинклинальные до орогенных и дейтероорогенных, а их элементы находятся на различных стадиях развития. Основной упор будет сделан на морфоструктуры, являющиеся основными объектами при геологической съемке м-ба 1:200 000 — 1:50 000, т. е. рангов формаций (пятый) и наборов пород (четвертый). В связи с тем что морфоструктуры центрального типа (МЦТ) не стали пока традиционными объектами при геологической съемке, большинство внимания будет уделено им, так как они преобладают в горноскладчатых областях.

В юго-восточном секторе Сибирской платформы, в бассейнах рек Учур, Аим, Омня, Маймакан и Батомга, была закартирована серия плутоногенных МЦТ, которые могут быть расположены в ряд, отражающий в какой-то мере уровень их эволюционного развития. Это морфоструктуры, сформированные центробежным интрузивным потоком энергии—массы радиального типа. Здесь выделены несколько разновидностей: Кондерская, Одолинская и Тонеканская, где первая характеризует раннюю стадию развития МЦТ, вторая — среднюю и последняя — конечную: между ними существует еще серия переходных типов МЦТ.

Кондерская разновидность МЦТ обладает хорошо выраженным куполом с центральной эрозионно-тектонической котловиной (см. рис. 15). Крутизна склонов возрастает по мере приближения к ядерной части морфоструктуры. В плане МЦТ приближается к идеальному кругу. Основными морфоструктурообразующими объектами являются интрузивные тела, в результате внедрения которых были деформированы вмещающие породы платформенного чехла мощностью до нескольких сотен метров. Здесь известны интрузии двух возрастных групп: докембрийские и позднелюрско-раннемеловые. Первые слагают ядро МЦТ и не затрагивают платформенный чехол. Его основные деформации связаны с внедрением мезозойских интрузий, представленных субпластовыми телами, дайками и интрузиями, залечивающими кольцевые разломы. Крутыми контактами обладают только интрузии, приуроченные к местам пересечения кольцевых и радиальных разломов, и интрузии, сосредоточенные в зонах кольцевых разломов.

Судя по тому, что в центральной части МЦТ, где располагается изометричная (радиусом около 4 км) эрозионно-тектоническая котловина глубиной до 600 м, интрузии мезозойского возраста отсутствуют, можно полагать, что эти образования находятся на больших глубинах, а котловина связана с местом схождения радиальных трещин, которые в рельефе выражены отчетливее, чем концентрические. На удалении от 5 до 20 км почти по всему периметру окружности располагается серия дочерних купольных МЦТ, сформированных главным образом субпластовыми интрузиями диоритовых порфириров. В разрезе они имеют, по-видимому, форму конусов с телесными углами более 160° , о чем свидетельствует крутизна падения контактов, пластов пород чехла конформной им геоморфологической поверхности. Некоторые субпластовые тела располагаются одно над другим, образуя многоэтажные постройки.

Границы МЦТ расплывчаты в связи с тем, что степень выраженности концентрических дизъюнктивов уменьшается от центра к периферии. Радиальные разрывы выражены отчетливо и довольно многочисленны. Главными в строении геоморфологической поверхности, кроме эрозионно-тектонической котловины, являются кольцевой и радиальные хребты. Гидросеть двух типов: в центральной части МЦТ она радиальная, центростремительная, а за кольцевым хребтом — радиальная, центробежная. Профиль геоморфологической поверхности в плоскости YZ сложный. В приводораздельной, очень узкой части кольцевого хребта, разомкнутого только в одном месте, поверхность почти горизонтальная, затем она круто ($25\text{—}35^\circ$) наклонена к внеш-

нему краю МЦТ. На удалении в 4—6 км от кольцевого хребта, в зоне дочерних МЦТ, она начинает выполаживаться и ближе к границам морфоструктуры ее склоны имеют крутизну падения в несколько градусов. В общем МЦТ в разрезе представляет собой конус с вогнутыми гранями переменной крутизны. Все эти детали вполне конформны развитой здесь тектонической структуре, которая возникает в интрузивных зонах [Невский, Осипов, 1978].

Необходимо обратить внимание на центральную эрозионно-тектоническую котловину — эндоморфоскульптуру. Проведенные нами эксперименты [Тащи и др., 1985] показали, что в центре МЦТ, в зоне, прилегающей к центру симметрии, где сходятся все радиальные дизъюнктивы, формируется депрессия, связанная с вторичным центростремительным потоком. Здесь породы кровли наиболее интенсивно раздроблены и легко удаляются экзогенными факторами. В результате формируется изометричная эрозионная котловина, приуроченная к отмеченной тектонической низкопорядковой структуре [Шамрай, 1983; Ермошин, 1984]. Другими словами, положение, форма и, по-видимому, другие параметры котловины тектонически обусловлены. Эндоморфоскульптура, таким образом, по площади не только равна, но несколько больше исходной тектонической формы. Она продолжает развиваться и в настоящее время. Здесь известны блоки отседания, которые постепенно разрушаются, а материал выносится рекой за пределы котловины. Между кольцевым хребтом и зоной обрушенных блоков расположена система седловин, здесь отмечается разворот долин водотоков почти под прямым углом. Все эти мелкие экзоморфоскульптуры прекрасно дешифрируются на снимках и топокартах.

Кондерская разновидность плутоногенных МЦТ характерна для ранних стадий развития, а их уровни денудационных срезов незначительны. Такие морфоструктуры известны в районах с различным геологическим строением, но они особенно представительны там, где вмещающие породы залегают более или менее полого. Много подобных морфоструктур известно во внутренних зонах таких вулканогенных поясов как Удский, Восточно-Сихотэ-Алиньский и др. Они как геологические образования закартированы, но как морфоструктуры не описаны.

Одолинской разновидности МЦТ в рассматриваемом районе свойственно развитие позднеюрско-раннемеловых интрузий и даек диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров, сиенит-диоритов, гранодиоритов, монцититов, спессартитов и др., что свидетельствует о моноактном формировании МЦТ. Вмещающими являются породы чехла Сибирской платформы, под которым на небольшой глубине залегают кристаллический фундамент. Местами он выведен на поверхность. Строение и мощность чехла бывают различными, от чего зависит «этажность» расположения интрузивных залежей. Часть мелких интрузий и даек размещается среди пород фундамента платформы. Эти тела на поверхности имеют небольшие размеры. Основная масса залежей сосредоточена на границе чехла и кристаллического фундамента, в нижних горизонтах чехла. Падение контактов от нескольких градусов до 10—15°, реже — круче и, в целом, субпараллельно падению пластов пород чехла. Кроме этого, известны интрузивные тела ци-

линдрической или конической формы, располагающиеся как в центральных частях МЦТ, так и по их периферии. Субпластовые тела приурочены к трещинам отслоения, а конические — к местам пересечения радиальных и concentрических дизъюнктивов. Дайки и линейные медкие интрузии выполняют радиальные и иногда секущие дизъюнктивы. Дочерние морфоструктуры, представленные элементарными куполами, приурочены к местам пересечения concentрических и радиальных дизъюнктивов, где известны изометричные или субпластовые интрузии.

Геоморфологическая поверхность одолинской разновидности МЦТ представляет собой ярко выраженный купол, падение и крутизна склонов субпараллельна контактам субпластовых интрузий и подошве платформенного чехла. Радиальная центробежная система водотоков следует вдоль дизъюнктивов разных порядков. Concentрическая система дизъюнктивов осваивается низкопорядковыми водотоками или к ней приурочены мелкие ложбины, седловины и уступы. Водотоки высоких порядков приурочены к краевой зоне концентрации дуговых и кольцевых дизъюнктивов. Степень расчлененности поверхности на платформенном чехле меньше, чем в пределах развития кристаллического фундамента. Долины рек узкие, глубокие, без заметных расширений. Относительная интенсивность процессов денудации выше в ядерных частях куполов. Переход одной зоны в другую осуществляется в местах сочленения различных типов геоморфологической поверхности. Здесь же намечаются различия в строении днищ долин, их уклонах, формах и крутизне склонов, строении, количестве террас и т. д.

Судя по тому, что платформенный чехол у морфоструктур Одолинской разновидности в значительной мере удален, ее денудационный срез больше. На примере этой разновидности МЦТ видно, что центральная котловина — явление недолговременное. Переход от кондерской разновидности к одолинской осуществляется, по-видимому, последовательным разрушением кольцевого хребта с одновременной перестройкой центростремительного радиального типа гидросети в центробежный. В конечном счете центральная котловина оказывается полностью разрушенной. Здесь интенсивность глубинной эрозии постепенно падает и в конце концов эта зона начинает возвышаться над остальной поверхностью купола.

Плутоногенные морфоструктуры одолинской разновидности известны в пределах плутоногенных и вулканоплутоногенных поясов. Уровни среза таких морфоструктур средние и составляют первые километры. Интрузивные комплексы, выведенные на поверхность, тяготеют к ядерным частям МЦТ, занимая от 20 до 50% их площади. Вмещающие породы сохраняются в глубоких провесах кровли и по периферии МЦТ. Характерно, что в этом случае морфоскульптуры ядерных зон подчеркивают внутреннюю структуру интрузивных тел, обнаруживающую часто элементы радиально-conцентрической симметрии.

Представителем МЦТ поздней стадии развития является тайменская разновидность, закартированная в пределах Маймакано-Батомгского внутриплатформенного поднятия, где платформенный чехол не формировался или имел небольшую мощность и впоследствии был полностью разрушен. Наличие в районе единичных раннемеловых даек и мелких интрузий, а также соседство с Преджугджурским плато-вулканогенным проги-

бом, свидетельствуют об активизации внутриплатформенного поднятия в мелу. Таким образом, известные здесь гнейсовые и гранито-гнейсовые купола явно были подновлены. Эти события сказались на морфоструктурах, развитых в указанном районе и имеющих длительную историю развития.

Плановый рисунок выходов тел гранито-гнейсов, пликативные и дизъюнктивные структуры в метаморфитах хорошо подчеркивают радиально-концентрическую симметрию МЦТ. Геоморфологическая поверхность имеет довольно сложное строение, так как экзогенные процессы в значительной мере трансформировали эндогенно обусловленную купольную форму. Два радиальных элемента МЦТ представляют собой сильно отпрепарированную мощную зону дробленых пород шириной 5—6 км. Глубина магистральной разлом-долины составляет 0,5—0,6 км по отношению к ближайшим водоразделам. Максимальное расширение днища долины приурочено к ядру МЦТ. Остальные разлом-долины направлены центростремительно (ядерная часть) и центробежно (краевая зона). Концентрические разлом-долины лучше всего выражены в пограничных частях МЦТ. Наличие довольно высокопорядковых разлом-долин привело к тому, что ядерная часть морфоструктуры имеет более низкие высотные характеристики, чем ее краевая зона. Это понижение составляет несколько сотен метров. Обусловлено оно тем, что здесь, в месте сгущения дизъюнктивов, мощность процессов эрозии и денудаций аномально высокая. Таким образом, понижение может быть названо эндоморфоскульптурой, формирующейся по дизъюнктивной морфоструктуре. Реликтом эндогенно обусловленной геоморфологической поверхности являются два дуговых хребта, удаленные на 10—12 км от центра купола. К ним примыкает серия радиальных хребтов низших порядков.

Три разновидности купольных плутоногенных МЦТ, описанные выше, прекратили свое развитие на различных стадиях. Они могут быть выстроены в единый эволюционный ряд, между членами которого существуют переходные разности. Отчетливо намечается гомологический ряд, соседние члены которого похожи друг на друга, а крайние сильно отличаются. Если принять во внимание только три описанные разновидности, то видно, что МЦТ кондерской и тайменской разновидностей имеют некоторые общие черты — наличие эрозионных котловин в ядерных частях. Вместе с тем, если у кондерского типа эрозионно-тектоническая котловина находится на юной стадии развития, то у тайменской она принадлежит дрехлой стадии. Более того, между ними находится безкотловинная разновидность.

Выбранные три разновидности купольных плутоногенных МЦТ, расположенные в сходных геологических и географических условиях и имеющие одинаковый возраст, позволяют говорить о том, что их различное современное состояние не является функцией времени и местных географических условий, а отражает стадии активного развития МЦТ, что, в конечном счете влияет на глубину эрозионного среза. Данные, полученные в Охотско-Майском районе, подтверждают выводы по стадийности развития купольных морфоструктур Забайкалья (Байкальский..., 1984). Обобщая данные по различным районам юга Дальнего Востока, мы сделали вывод о наличии четырех стадий развития купольных МЦТ:

1) собственно купольная, 2) крипторифтовая (купольно-кольцевая), 3) рифтовая и 4) эпирифтовая (Тащи, 1983). Описанные здесь купола в этой трактовке принадлежат первому этапу первой стадии.

Кет-Капский хребт — ряд плутогенных куполов, расположенный в междуречьи Учур и Малого Айма, является примером морфоструктур формационного ранга. Здесь выделяется ряд купольных плутогенных МЦТ, приуроченных к Кондеро-Нетскому глубинному разлому субширотного простираия. Протяженность хребта — ряда плутогенных куполов — около 250 км, ширина — 25—50 км, она соизмерима с диаметрами МЦТ. Вещественно-структурные комплексы представлены интрузивно-метасоматическими формациями и аркообразно изогнутыми пластами вмещающих пород. Этим комплексам конформна геоморфологическая поверхность хребта (Тащи, 1982б). Еще более сложными системами уровня формационных и тектонических комплексов являются Сихотэ-Алиньская тектоно-магматическая, Преддзугджурская, дуговые магматогенные системы востока Евразии (Тащи, 1979, 1980, 1981, 1982а, б; Тащи, Ермошин, 1984; и др.).

Объем монографии не позволяет привести описание различных морфогенетических типов морфоструктур. Этот материал по Дальнему Востоку сосредоточен в многочисленных публикациях (Золотов, 1976; Кольцевые..., 1977; Соловьев, 1978; Геолого-геоморфологические..., 1980; Кулаков, 1980, 1986; Морфотектоника..., 1981; Худяков и др., 1982; Глубинное..., 1982; Ежов, Ищенко, 1983; Морфоструктурные..., 1983, 1985; Ежов, Худяков, 1984, Морфоструктуры центрального..., 1984; Ежов, 1986; и др.). Учитывая опыт по морфотектоническому и морфоструктурному картографированию областей с различным геологическим строением, можно утверждать, что этот вид исследований является более объемным, чем геологическая съемка, поскольку он объединяет методы геологической съемки, тектонического и геоморфологического анализа.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПРИ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Современное состояние морфоструктурного анализа для целей прогнозирования и поисков эндогенных и экзогенных месторождений во многом определяется работами И. Н. Томсона, М. А. Фаворской, В. В. Соловьева, И. К. Волчанской и др. (Томсон, Фаворская, 1968; Фаворская и др., 1969; Волчанская и др., 1975; Соловьев, 1976; Волчанская, 1981; Томсон и др., 1984). Исследованиями Г. И. Худякова и других (1972, 1977, 1985) установлена высокая эффективность анализа морфоструктур с позиции концепции геолого-геоморфологической конформности. Морфотектоническая карта при этом служит надежной основой для составления карт и схем перспективности на различные виды минерального сырья. Цель создания таких схем — районирование территории с выделением участков по степени их перспективности для рекомендации объектов первой очереди под постановку поисковых работ.

На основе морфотектонических картографических моделей различных масштабов нами составлялись схемы перспективности двух видов.

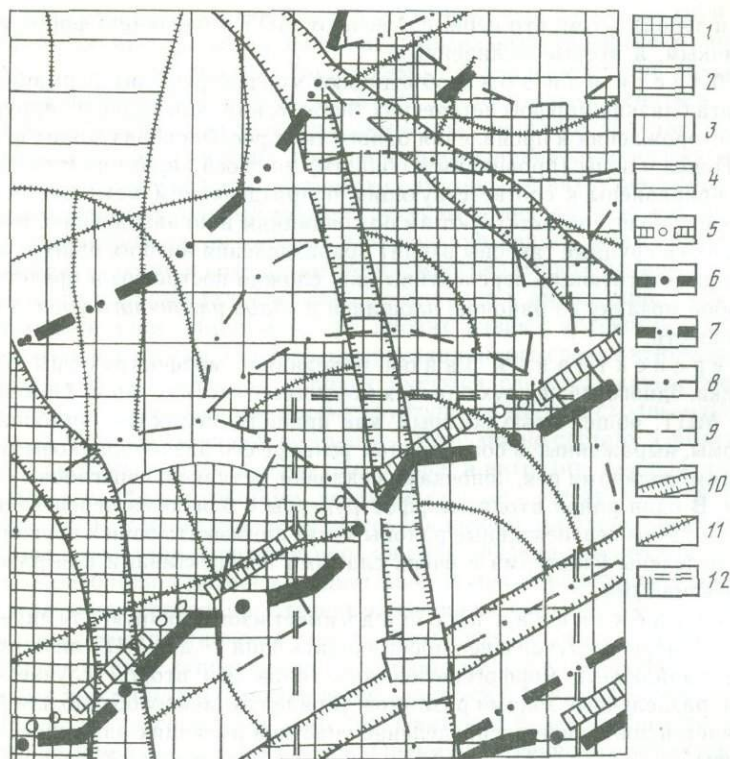


Рис. 22. Фрагмент среднемасштабной схемы перспективности морфоструктур

1—4— степень перспективности в порядке убывания; 5—9— границы; 5— металлогенических поясов, 6— металлогенических областей и зон; 7—9— перспективных: 7— районов, 8— площадей, 9— узлов; 10— перспективные разломные зоны; 11— перспективные разломы; 12— границы района, показанного на рис. 5.7 и 6.2

Опорным регионом для отработки методики также служило Западное Приохотье, а объектом — россыпеобразующие формации.

Среднемасштабные схемы перспективности. Составление картосхем рассматриваемого вида предполагает выделение разноуровневых таксономических единиц в строгом соответствии с их морфотектоническим положением (рис. 22). Основными подразделениями для мелко- и среднемасштабных схем перспективности приняты: провинция или пояс; область или зона; перспективные районы, площади и узлы.

Провинция или пояс охватывают крупные морфотектонические элементы со сложным геолого-геоморфологическим строением. Им свойственно проявление родственных россыпеобразующих формаций. В Западном Приохотье, например, в качестве поясов выделены дуговые элементы юго-восточного сектора Алданской мега-МЦТ] (Соловьев, 1977; Кулаков, 1980, 1985; Тащи, Ермошин, 1982]): Южно-Алданский, Джугджуро-Становой, Монголо-Охотский, Южно-Верхоянский и Охотско-Чукотский. Различие между провинцией и поясом (также как между обла-

стью и зоной) в том, что первые отвечают МЦТ и близки по форме к изометричным, а вторые — линейным.

Области или зоны объединяют морфоструктуры формационного ранга близких морфогенетических типов. К ним, как правило, приурочены месторождения и проявления одного типа россыпеобразующих формаций. Пояса и зоны (провинции и области) по своей характеристике могут быть приравнены к соответствующим подразделениям металлогенетических карт, но не соответствуют им по кондициям и по назначению. В связи с тем, что в крупные таксоны входят подразделения низших рангов, имеющих соответствующие перспективы, они сложны построены и представляют собой мозаику из районов, площадей и узлов различного уровня перспективности.

Перспективный район объединяет морфоструктуры одного порядка, одного, реже двух близких морфогенетических типов. Обычно это ряды МЦТ, общей осью которых, как правило, являются региональные разломы, выраженные в современном рельефе его разнопорядковыми элементами: долинами рек, цепочками седловин, уступков, перегибов склонов и т. п. В один район входят морфоструктуры с близкими перспективами. В связи с этим перспективные районы могут примыкать один к другому или быть отделены участками с очень слабыми перспективами или даже неперспективными.

Перспективная площадь имеет изометричную или линейную форму. В первом случае в нее могут входить одна — две МЦТ низших рангов и одинаковых морфогенетических типов. Во втором случае — это блоки, разделенные зонами разломов. В ряде случаев, особенно для МЦТ, намечается зональное распределение участков имеющих различные перспективы.

Перспективные узлы имеют еще меньшие площади, более компактны, включают лишь часть какой-либо морфоструктуры: сектор МЦТ, пересечение зон разломов, зону граничного разлома и т. д.

Кроме перечисленных таксонов на картах этого типа отражается относительная качественная перспективность морфоструктур на изучаемое полезное ископаемое, в нашем случае, благородные металлы. В основе определения степени перспективности участков для схем обоих видов лежит анализ комплекса признаков, которые условно можно разбить на группы: морфотектонические, морфоскульптурные, геологические (состав и строение тел), сведения о полезных ископаемых. Признаки последней группы, относящиеся к прямым, привлекались только на заключительном этапе для уточнения. Основная оценка территории производилась с помощью косвенных признаков, которые, на наш взгляд, правильнее относить к разряду теоретических. Степень перспективности в конечном счете определялась набором благоприятных признаков, находящихся в различных сочетаниях. Вес отдельного признака зависит в первую очередь от того, в каком сочетании и с какими другими признаками он находится.

Ведущими являются морфотектонические, среди которых наиболее важны морфогенетические типы морфоструктур. Экспериментальные [Тащи и др., 1985] и теоретические исследования показывают, что их перспективы убывают в следующем порядке: плутоногенные, плутоногенно-вулканогенные, тектоногенные, вулканогенные, метаморфогенные.

С учетом геометрии морфоструктур и их знака они располагаются в следующий ряд: купольные, линейные положительные, линейные отрицательные, кольцевые [Ермошин, Тащи, 1986]. В зависимости от конкретной обстановки место членов в ряду может незначительно меняться.

В плутоногенных куполах максимальное развитие получает система радиально-концентрических трещин — проводников рудоносных растворов, генетически или парагенетически связанных с интрузивными телами. Плутоногенные купольные морфоструктуры отличаются между собой по ряду параметров, среди которых для решения наших задач принимались во внимание состав и возраст интрузий, многократность процесса, степень открытости и форма тел, состав и структура тел вмещающих пород над-интрузивной зоны. Например, при прочих равных условиях отдавалось предпочтение куполам, где уровень денудационного среза интрузивных тел меньше, а во вмещающих породах имеются слои, служащие экраном.

Вулкано-плутоногенные морфоструктуры во многом сходны с плутоногенными. Однако вмещающие толщи и интрузии по составу и физическим свойствам ближе, чем у предыдущего типа, а интрузии, как правило, внедряются в слабо нарушенные, почти не смятые слои вулканитов [Масуренков, 1979]. Гидротермалиты, интрузии и зоны дробления более разнообразны по составу, способам образования, физико-химической устойчивости. Преобладает низко- и среднетемпературное оруденение в более тонком агрегатном состоянии. Степень эрозионного среза оказывает обратное влияние на перспективность, чем у плутоногенных морфоструктур.

Тектоногенные купольные морфоструктуры по расположению дизъюнктивных структурных элементов коррелируются с плутоногенными куполами. Наиболее перспективны зоны дизъюнктивов, более мощные по глубине и ширине, чем у предыдущих типов. Преимущественно это характерно для сквозных зон. Повышенными перспективами обладают купола, для которых по геофизическим данным предполагается наличие интрузивных тел. Сведений о метаморфогенно-плутоногенных купольных морфоструктурах явно недостаточно для их однозначной оценки. Можно предполагать, что минерализация в основном связана с тектоно-магматической активизацией, в результате которой оживились радиально-концентрические дизъюнктивы. Перспективы повышаются в пределах выходов даек (преимущественно мелового возраста) и субпластовых интрузий при наличии реликтов платформенного чехла.

Степень перспективности морфоструктур рассмотренных морфогенетических типов и их участков существенно повышается в зависимости от фоновой морфотектонической обстановки.

В процессе морфотектонического картографирования выявлено, что максимальной локализирующей способностью на рудные и россыпные полезные ископаемые обладают зоны контрастного сочленения однопорядковых и часто разновозрастных морфоструктур (как линейных, так и МЦТ), [Ермошин, Тащи, 1985]. Границы между такими морфоструктурами — разломные зоны, где основные разломы сопровождаются серией оперяющих трещин, в которых локализуются полезные компоненты. Это области концентрации роёв даек, малых интрузий, полей гидротермально измененных пород, здесь наблюдается локальный динамометаморфизм. Для геоморфологической поверхности выявленных зон типичны понижения с по-

логими склонами и отдельными останцами. Характерно также локальное увеличение горизонтальной расчлененности вследствие повышенной трещиноватости и обводненности. Регионально такие перспективные территории выявлены вдоль юго-восточного и северо-западного обрамлений плутоногенно-тектонического поднятия хр. Джугджур при его сочленении с вулканоплутоногенными поднятиями хр. Прибрежного и Кульдуши-Тунумской цепи.

Перспективность участков возрастает в зависимости от сочетания разнотипных морфоструктур. Единичные морфоструктуры (в частности МЦТ) менее значимы по сравнению с рядами морфоструктур, сходных по своим морфогенетическим характеристикам. В качестве примера можно привести ряд плутоногенных куполов хр. Кет-Кап и несколько отдельно расположенный Омнинский купол. Ряд плутоногенных и вулканоплутоногенных куполов, протягивающийся вдоль юго-восточной границы Преджугджурского прогиба также имеет большие перспективы по сравнению с отдельными куполами, расположенными в том же прогибе.

Экспериментальные данные по физическому моделированию элементарных МЦТ показывают, что перспективные площади в их пределах увеличиваются, и их перспективы повышаются вследствие неоднократной смены знака движения. Кроме центральных частей у таких куполов перспективными становятся и периферические граничные разломы, которые являются следствием чередования условий сжатия и растяжения.

Перспективность узлов и зон пересечения линейных морфоструктур, линейных и МЦТ и пересечений их обоими сквозными разломами неоднократно отмечалась ранее многими исследователями и также учитывалась нами при составлении схем.

Для всех морфоструктур характерно наличие специфических морфоскульптур, своего рода геоморфологических аномалий, служащих индикаторами разломных зон, полей гидротермалитов, кварцевых жил, сульфидизации, пропилитизации и т. п. Их повышенная концентрация и закономерные пространственные группировки существенно увеличивают возможность выявления перспективности локальных участков морфоструктур. Такие геоморфологические элементы, как изометричные котловины, зоны контрастного сочленения геоморфологических поверхностей, кольцевые (подковообразные) низкопорядковые хребты и отроги с частой сменой остаточных вершин и глубоких седловин образовались в результате скульптурной препарировки систем дизъюнктивов, зон гидротермалитов и т. д., и могут указывать на повышенную концентрацию полезного компонента.

Крупномасштабные схемы перспективности морфоструктур. В пределах листов крупномасштабных схем редко попадает больше двух перспективных районов, не говоря уже о таксонах более высокого порядка, поэтому и показывать их нецелесообразно. На схемах этого вида отражена только качественная относительная перспективность локальных морфоструктур и их участков на обнаружение концентраций россыпеобразующих минералов, также как это сделано для схем предыдущего вида и с учетом тех же признаков.

Рудно-россыпные поля (узлы) представляют собой единое морфоструктурно-морфоскульптурное образование с характерными геоморфологическими элементами. Масштаб составляемых схем и информация, имею-

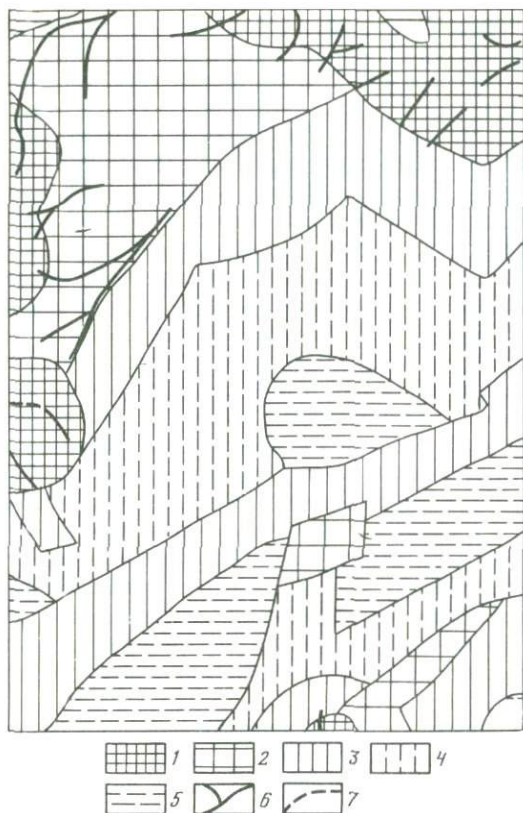


Рис. 23. Фрагмент крупномасштабной схемы перспективности морфоструктур
 1—5— степень перспективности в порядке убывания; 6,7— россыпи: 6— предполагаемые, 7— доказанные

шаяся на морфотектонических моделях (а в этих масштабах это обычно морфоструктурные модели), позволили осуществить попытку отразить отрезки долин, наиболее благоприятные для концентрации минералов в россыпи (рис. 23). Перспективные фрагменты долин определялись, в первую очередь, на основании перспективности морфоструктур на рудные проявления и наличие специфической эндоморфоскульптуры.

При специализированном морфотектоническом картографировании прикладного характера в соответствии с целевыми установками на модель или сопровождающую ее схему наносится дополнительная информация, не противоречащая основной. Для поисков узлов рудной и россыпной минерализации существенное значение имеет позиция гидротермально измененных пород, зон дробления, мест концентрации даек, малых интрузий и т. д. Значительная раздробленность и физико-химическая неоднородность пород, расчлененность речной сетью способствует интенсивному разрушению субстрата, в первую очередь рудного, и его переработке преимущественно в мелких водотоках. Наиболее распространенные локаль-

ные формы геоморфологической поверхности наблюдаемые при этом: эрозионные котловины, водосборные воронки, цепочки долин — глубоких седловин, речные перехваты, прямолинейные и дуговые участки долин, группы цирков, каров и т. п.

Концентрация металла в крупные россыпи происходит в непосредственной близости в более высокопорядковых водотоках, текущих вдоль зон, либо в расширениях сквозных долин рек, пересекающих ее. Кроме того, повышение концентрации и многочисленные малые россыпи наблюдаются и предполагаются в перегибах продольных профилей низкопорядковых притоков, дренирующих поперечные оперяющие дизъюнктивы. Узлы аккумуляции россыпей характерны для областей сочленения морфоструктур плутоногенного и вулканоплутоногенного генезиса, т. е. в тех же зонах, где отмечена высокая перспективность морфоструктур на поиски рудных проявлений. Преимущественно это высокопорядковые морфоструктуры центрального типа — плутоногенные купола радиусом до 100—120 км и протяженные ряды низкопорядковых плутоногенных, плутоногенно-вулканогенных и тектоногенно-плутоногенных куполов. Особенно благоприятными являются узлы пересечения дизъюнктивных каркасных элементов, в первую очередь дуговых с радиальными и сквозными, что уже многократно отмечалось в литературе. Здесь же отмечается и максимальное количество морфоскульптур — ловушек тяжелой фракции. Часто россыпи концентрируются по периферии кольцевых МЦТ. Последние служат промежуточными или конечными бассейнами аккумуляции, а в локальных (радиусом до 2—3 км) россыпи могут быть обнаружены по всей площади.

Необходимо подчеркнуть, что существует тесная конформная связь не только между вещественно-структурным комплексом и эндогенной геоморфологической поверхностью морфоструктур, но и между ними и типами эндоморфоскульптур, гидродинамическим режимом водотоков, условиями накопления флювиальных осадков, в том числе россыпесодержащих, и многие другие связи. Это единая геолого-геоморфологическая система, каждый элемент которой не должен рассматриваться вне его связей с другими. Практически в этом суть концепции конформности, в ее приложении не только к морфотектоническим и морфоструктурным исследованиям, но и к геоморфологическим вообще. Решение данной проблемы видится в разработке принципов составления картографических моделей геоморфологических структур и это дело ближайшего будущего.

Предлагаемые схемы перспективности могут быть использованы для планирования поисковых работ. В сочетании с металлогеническими картами и картами полезных ископаемых они могут быть применены и для определения положения участков более детальных разведочных работ.

ВЫВОДЫ

1. Морфотектонические карты могут быть эффективно использованы на различных стадиях геологических работ: при проведении геологической съемки на предполевом, полевом и послеполевым этапах; при прогнозных и металлогенических исследованиях; при поисковых работах ранних стадий (обзорные, предварительные).

2. Морфотектонические карты служат надежной основой для составления схем и картосхем перспективности на различные виды полезных ископаемых, в частности россыпеобразующих минералов. Перспективность морфоструктур различных морфогенетических типов убывает в общем случае в следующем порядке: плутоногенные, плутоногенно-вулканогенные, тектоногенные, вулканогенные, метаморфогенные, а с учетом геометрии и знака — купольные, линейные положительные, линейные отрицательные кольцевые.

3. Максимальной локализирующей способностью на рудные и россыпные полезные ископаемые обладают зоны контрастного сочленения однопорядковых и часто разновозрастных морфоструктур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Научно-технический прогресс второй половины XX в. поставил перед теоретической и практической геоморфологией ряд проблем, эффективное разрешение которых возможно на основании выдвижения новых идей, принципов, концепций. Принципиально новой является информация о поверхности Земли и ее недрах, получаемая при дистанционном зондировании как из космоса, так и при помощи различной геофизической аппаратуры. Достижения планетологии и морской геологии во многом базируются на изучении рельефа. В связи с этим становится понятной роль морфоструктурного анализа при подобных видах исследований. Возникновение новых направлений как нельзя лучше обнажает пробелы в области теории и практики морфоструктурного анализа.

Процесс разработки методологии и методики морфоструктурных исследований, базирующихся на концепции геолого-геоморфологической конформности, далек от завершения. Это видно хотя бы из того, что идея о потоках энергии — массы принята в качестве исходной, базовой. Благодаря ее реализации удалось увязать между собой такие понятия как направленность потока и знак морфоструктуры, генезис потоков, состав и строение структурно-вещественных комплексов, симметрия и интенсивность потоков, морфологические типы морфоструктур и другие.

Основную активную морфоструктурообразующую роль играют плутоногенный и метаморфогенный потоки энергии — массы. Вместе с тем уже сегодня ясно, что генетические типы потоков не ограничиваются рассмотренными. Достаточно указать на существование потоков, формирующих соляные морфоструктуры, грязевые вулканы и др. В принципе совсем не раскрыта роль гидротермальных, а еще шире ювенильных потоков, которые могут существенным образом изменять строение отдельных участков осадочно-метаморфической оболочки и приводить к деформации ее первичных структур. В этом случае рассмотренный метаморфогенный поток является лишь частью более обширного потока.

Ясно, что чисто механический подход к объяснению формирования морфоструктур имеет много недостатков, так как в этом случае невозможно установление связей между содержанием (веществом) — структурой (способами взаимодействия элементов системы) и формой (тектонической и геоморфологической). При таком подходе геоморфологическая поверхность будет изучаться как нечто само собой существующее, а не как свойство геолого-геоморфологической системы. Осталось много неясного в отношении определения генезиса целого ряда дислокационных (тектонических) структур, когда морфоструктурообразующий объект (источник энергии — массы) находится на той или иной глубине. В этих случаях ча-

ше всего приходится говорить о тектоногенных морфоструктурах, хотя и очевидно, что все морфоструктуры возникают в результате тектонических процессов, присущих всей Земле.

Показано, что активная морфоструктурообразующая роль седиментогенного и вулканогенного потоков не столь велика, как считалось до сих пор. Их основным уделом является выравнивание и заполнение форм, созданных другими потоками энергии—массы. Конечно, они в какой-то мере присоединяются к ним, создавая дополнительные благоприятные условия для геоморфогенеза, но самостоятельной определяющей роли они не играют. Так, например, формирование депрессионных морфоструктур в пределах вулканогенных поясов связано, прежде всего, с опустошением магматического очага, которое создает необходимые условия для обрушения его кровли. Вулканы в этом случае лишь увеличивают ее вес.

Большое внимание уделено вопросам определения уровней организации морфоструктур и их значению как для морфоструктурного анализа в целом, так и морфоструктурного картографирования. Показано, что геоморфологическую составляющую имеют объекты любого уровня, начиная от минералов и кончая планетой Земля. Большое значение при этом придается ритмичности, которая понимается значительно шире, чем в седиментологии. В ритмах запечатлена огромная информация о потоках энергии—массы, которая используется пока лишь в небольшом объеме. Конечно, это не единственно возможный путь при определении иерархических уровней объектов морфотектоники, но, взятый за основу, в нашем случае он оказался плодотворным. Необходимо подчеркнуть, что в задачу не входило рассмотрение вопроса о временной увязке ритмов разных уровней организации. Основное внимание было уделено поискам рационального и в той или иной мере стандартизированного метода определения уровней организации объектов морфотектоники. Такой подход позволяет производить увязку между уровнями объектов и возможностью их отображения на картографических моделях определенного масштаба.

Теоретические представления об основных свойствах потоков энергии—массы и их геоморфологическом эффекте позволили разработать принципиально новую методику морфотектонического картографирования. Основой рекомендуемых легенд к картам различных масштабов является понятие о морфогенетическом типе морфоструктур. Легенды опробованы при составлении морфоструктурных карт нескольких масштабов на районы с различным геологическим строением: плита, внутриплатформенное поднятие, активизированная часть платформы, геосинклинальные и орогенные горноскладчатые области, рифты, магматогенные пояса и другие. Основное затруднение, как уже указывалось, возникало при определении природы некоторых дислокационных, особенно пликативных морфоструктур. Проблемы так называемых тектоногенных морфоструктур ждет своего разрешения.

Морфоструктурные карты содержат в себе принципиально новую информацию по сравнению с тектоническими и геоморфологическими, так как на них сведения о рельефе и тектонической структуре соединены воедино и проинтерпретированы под единым углом зрения. Кроме того, достигнута некоторая объемность при отображении объектов, так как используются данные об интенсивности потоков энергии—массы, выраженной в вер-

тикальном размахе геоморфологической составляющей морфоструктур. Полученные данные могут служить основой для объемного картографирования, где в полной мере должны использоваться геофизические методы исследования, сведения о геометрии объемных форм морфоструктурообразующих объектов и связанных с ними полях напряжений. Проведенные эксперименты показали, что по геоморфологической поверхности можно предсказать ряд параметров этих объектов.

Большой объем составляют работы по проведению специализированного морфоструктурного картографирования в помощь поисковым работам на некоторые виды полезных ископаемых. Показано, что морфоструктуры центрального типа, особенно положительные, перспективны на ряд полезных ископаемых. Большое значение придается системам морфоструктур центрального типа, их рядам. На этой основе сделаны некоторые обобщения по объяснению металлогении морфоструктур и их систем различных уровней организации. Показаны возможности морфоструктурного картографирования при поисках перспективных площадей различных рангов, вплоть до локальных. Есть основания надеяться, что морфоструктурный анализ повысит эффективность геологической съемки. Назрела необходимость в кооперации специалистов различного профиля.

Примерная схема изучения и картографирования морфоструктур.

1. Морфология геоморфологической поверхности (вершинная, базисная поверхность, степень расчлененности, характер отдельных форм и т. д.).
2. Основные характеристики вещественных комплексов (состав, структура, тектоническая форма).
3. Определение морфогенетических типов морфоструктур.
4. Возраст морфоструктур.
5. Иерархия морфоструктур.
6. Характер взаимодействия морфоструктур с одно- и разнопорядковыми объектами, разной и одинаковой генетической природы, с одно- и разновозрастными морфоструктурами.
7. Выводы об эндогенном режиме развития морфоструктур (в общем и по стадиям).
8. Возможные источники энергии—массы и механизмы формирования морфоструктур.
9. Практическое значение выявленных объектов морфотектоники и рекомендации.

В предлагаемой монографии затронут ряд проблем теоретической геоморфологии и морфотектоники, предлагаются некоторые пути их разрешения. При ее завершении возникли новые вопросы, на которые авторы не нашли пока удовлетворительного ответа. Некоторые моменты несут в себе элемент дискуссионности, что вполне объяснимо. Наконец, в монографии показан путь, пройденный авторами от момента зарождения идеи до ее воплощения в картографические модели, пригодные для практического применения в производственном процессе. Есть все основания надеяться, что разработанный методолого-методический подход может быть использован при совершенствовании учения о геоморфологических формациях с позиций концепции геолого-геоморфологической конформности.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров С. М.* Остров Сахалин, М.: Наука, 1973. 183 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф.* Неотектонические дислокации хребта Джугджур//Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 74—81.
- Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. 412 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Аристархова Л. Б., Гришина А. П., Сахарова Е. И.* Методика среднемасштабного геоморфологического картирования в условиях Средней Сибири//Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 138—149.
- Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Архипов И. В.* Флиш как формация//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 4. С. 66—72.
- Архипов С. А., Вдовин В. В., Мизеров Б. В., Николаев В. А.* Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 279 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Асеев А. А.* О планетарных геоморфологических системах//Геоморфология. 1984. № 2. С. 3—14.
- Байкальский мегаэвд: (Структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука, 1985. 120 с.
- Бакиров А. Б.* Принципы выделения метаморфических формаций//Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1977. Вып. 6. С. 15—20.
- Башенина Н. В., Леонтьев О. К.* Новые геоморфологические карты мира и СССР//27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М., 1984. Т. 9, ч. 2. С. 71—72.
- Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Белоусов В. В.* Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 231 с.
- Белый В. Ф.* Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 214 с. *
- Берлянт А. М.* Картографические методы исследования. М.: Изд-во МГУ, 1978. 257 с.
- Берлянт А. М.* Морфометрические исследования рельефа в СССР: Состояние, проблемы и перспективы//Геоморфология. 1984. № 2. С. 15—24.
- Благоволит Н. С.* Роль соляной тектоники и грязевого вулканизма в восходящем массопереносе и рельефообразовании//Там же. 1985. № 2. С. 17—26.
- Богданов А. А.* Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 339 с.
- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В.* и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков//Геотектоника. 1972. № 5. С. 3—21.
- Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
- Боголепов К. В.* О двух типах орогенеза // Геология и геофизика. 1968. № 8.
- Боголепов К. В.* о понятиях «орогенная структура» и «орогенез» // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 61—85.
- Боголепов К. В.* К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры // Геотектоника. 1974а. № 4. С. 102—108.
- Боголепов К. В.* Типы современных геосинклиналией // Геология и геофизика. 1974б. № 5. С. 57—69.
- Боголепов К. В.* Типы структурных элементов и эволюция земной коры. Новосибирск: Наука, 1985.
- Бондаренко П. М.* К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях/Под ред.

Б. М. Чикова. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 54—88.

Бондаренко П. М. Проблемы и перспективы моделирования конседиментационных структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 50—62.

Борисевич Д. В. Универсальная легенда для геоморфологических карт // Землеведение. Н. С. 1950. Т. 3.

Борисов О. М., Магзумова Д. А., Морозова Л. И., Тхай М. Н. Структура земной коры Средней Азии по космическим данным. Ташкент: ФАН, 1985. 177 с.

Варнавский В. Г. Корреляция геологических событий. М.: Наука, 1985. 145 с.

Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях) // Осадочные и вулканогенные формации. Л.: Недра, 1966. С. 5—35.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Недра, 1965. 390 с.

Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239 с.

Волчанская И. К., Кочнева Н. Т., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 151 с.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. К построению формальных основ учения о формациях // Геологические формации: Материалы к совещ. (21—24 мая 1968 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 38—41.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис: (Уточнение и развитие основных понятий геологии). Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.

Вотах О. А. Структурные элементы Земли. Новосибирск: Наука, 1979. 216 с.

Вотах О. А. Главные типы тектонических комплексов земной коры и их эволюция // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983. С. 29—46.

Вотах О. А. Введение в геотектонику. Новосибирск: Наука, 1985. 201 с.

Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Типовая легенда для геоморфологических карт разных масштабов. Л.: Недра, 1972. 59 с.

Геодекян В. А. Организация систем — живых и неживых // Системные исследования: Ежегодник, 1970. М.: Наука, 1970. С. 49—62.

Геологические тела: Терминологический справ. М.: Недра, 1986. 336 с.

Геологические формации: Терминологический справ. / Под ред. Г. Л. Кирилловой, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева. М.: Недра, 1982. Т. 1. 353 с.; Т. 2. 397 с.

Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 197 с.

Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. 162 с.

Геоморфологическое картирование. М.: Высш. шк., 1978. 376 с.

Геоморфологическое картоведение СССР и частей света. М.: Наука, 1973. 248 с.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР // Пробл. физ. географии. 1948. № 12. С. 33—46.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.

Герасимов И. П. Структурный анализ рельефа и его содержание // Методы геоморфологических исследований: Материалы Всесоюз. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967. Т. 1. С. 7—15.

Герасимов И. П. Архитектура Земли (тектурты) в свете теории глобальной тектоники плит // Геоморфология. 1976. № 3. С. 3—14.

Герасимов И. П. Современные аспекты общей теории горообразования // Там же. 1981. № 2. С. 3—13.

Герасимов И. П. Геодинамическая революция в науках о Земле и новые горизонты в глобальной геоморфологии // Исследование океана. М.: Наука, 1984. С. 139—149.

Герасимов И. П. Проблемы глобальной геоморфологии // Современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории Земли. М.: Наука, 1986. 207 с.

Гинтов О. В. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 164 с.

Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. 151 с.

Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока.

Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 108 с.

Гнибиденко Г. С. Рифтовая система дна Охотского моря // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 206—211.

Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 161 с.

Гнибиденко Г. С. Сравнительный анализ тектоники дна окраинных морей Дальнего Востока // Геология Дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 30—37.

Гнибиденко Г. С. Основные черты геологии Охотского моря // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М., 1984. Т. 3. С. 31—39.

Горещий Р. Г., Шлезингер А. Е., Янин А. Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ // Геотектоника, 1981. № 5. С. 3—9.

Городницкий А. М. Образование вулканических подводных гор и островов и их связь с мощностью и движением океанской литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 4. С. 24—37.

Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.

Долицкий А. В. Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 219 с.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 158 с.
Дрейф континентов. М.: Наука, 1976.

Дюфур М. С. Методические и теоретические основы фациального и формационного анализов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. 158 с.

Дюфур М. С. Некоторые проблемы методологии геологического исследования // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1985. В. 78, № 2. С. 166—174.

Ежов Б. В. О связях кольцевых морфоструктур с геофизическими оболочками Земли // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980а. С. 71—80.

Ежов Б. В. Формы поперечного сечения и глубина заложения вулканотектонических структур Камчатки // Вулканизм и вулканоструктуры: V Всесоюз. вулканол. совещ.: Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1980б. С. 77—78.

Ежов Б. В. Основные особенности морфоструктуры Камчатки // Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 47—53.

Ежов Б. В. Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.

Ежов Б. В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Наука, 1986. 133 с.

Ежов Б. В., Иценко Л. И. Отображение тектонических структур в строении облачного и ледового покрова // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 114—119.

Ежов Б. В., Худяков Г. И. О планетарной иерархии морфоструктур центрального типа на основе глубины их заложения // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982а. С. 3—23.

Ежов Б. В., Худяков Г. И. Морфоструктуры центрального типа и глубинные геофизические разделы // Докл. АН СССР, 1982б. Т. 265, № 3. С. 687—689.

Ежов Б. В., Худяков Г. И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа: (Новая глобальная концепция). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 128 с.

Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов // Тр. НИИ геологии Арктики. Л., 1958. Т. 83. С. 112—119.

Ермошин В. В. Вершинные поверхности и пространственно-порядковое соподчинение морфоструктур // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 148—161.

Ермошин В. В. Коэффициент горизонтальной расчлененности при морфоструктурных исследованиях орогенных областей // Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 108—114.

Ермошин В. В. Геоморфологические аномалии морфоструктур центрального типа: (На примере Западного Приохотья) // Морфоструктуры центрального типа Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 66—74.

Ермошин В. В., Тащи С. М. Морфоструктурное картографирование при поисковых работах: Препр. Тихоокеан. ин-та географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 48 с.

Живетьев В. К., Кудындишев В. А.,

- Соловьев В. А.* Понятие «складка» и систематика форм геологических тел // Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 107—117.
- Забродин В. Ю.* Системный анализ дизъюнктивов. М.: Наука, 1981. 199 с.
- Забродин В. Ю.* Системный анализ дизъюнктивов: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1985а. 32 с.
- Забродин В. Ю.* Познавательная ситуация в современной геологии // Филос. вопр. соврем. естествознания. 1985б. № 1. С. 64—72.
- Забродин В. Ю., Соловьев В. А.* Иерархия геологических объектов и дизъюнктивов // Принципы тектонического анализа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 49—51.
- Золотов М. Г.* Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3—33.
- Иерархия геологических тел / Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева, Хабаровск, 1978. 679 с.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Карта морфоструктур центрального типа территории СССР 1:10 млн. / Под ред. В. В. Соловьева. М., 1977.
- Кашименская О. В.* Теория систем и геоморфология. Новосибирск: Наука, 1980. 120 с.
- Китык В. И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1970. 204 с.
- Козловский Е. А.* Кольская сверхглубокая скважина // В мире науки. 1984. № 3. С. 38—49.
- Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 487 с.
- Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. 144 с.
- Кондаков Н. И.* Логический словарь-справочник. М.: Наука, 1975. 720 с.
- Континентальные рифты / Под ред. И. Б. Рамберга, Э. Р. Нейман. М.: 1981.
- Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 215 с.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 514 с.
- Косыгин Ю. А., Магницкий В. А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1948. Т. 23, вып. 3. С. 3—5.
- Косыгин Ю. А., Рейнлиб Э. Л., Маслов Л. А., Романовский Н. П., Туезов П. К.* Граниты и современный горный рельеф // Докл. АН СССР, 1985. Т. 281, № 3. С. 669—672.
- Кузнецов А. А.* Тектоно-магматический процесс. Л.: Недра, 1977. 118 с.
- Кузнецов А. А.* Методология классифицирования системных геологических тел // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 7. С. 3—11.
- Кузнецов В. А.* Магматизм и рудные формации // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 309—317.
- Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В.* Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 3—19.
- Кулаков А. П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 175 с.
- Кулаков А. П.* Морфоструктура востока Азии. М.: Наука, 1986. 175 с.
- Кюри П.* Избранные труды. М.: Наука, 1966. 400 с.
- Лазаревич К. С.* О содержании и легенде структурно-морфологических карт // Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. С. 149—153.
- Ласточкин А. Н.* Системно-структурная ориентация геоморфологического картирования // Геоморфология 1984. № 2. С. 47—56.
- Ласточкин А. Н.* Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1986. 255 с.
- Лишневский Э. Н.* Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 17—28.
- Лишневский Э. Н.* Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 21—32.
- Лишневский Э. Н.* Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алиньской складчатой области: (По геолого-гравиметрическим данным) // Сов. геология. 1974. № 6. С. 34—43.
- Логачев Н. А., Лопатин Д. В.*

- Материковый рифтогенез и рельеф // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 201—245. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Мазин И. П., Шметер С. М.* Облага, строение и физика образования. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 279 с.
- Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканизов. М.: Наука, 1975. 256 с.
- Марков К. К.* Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 343 с.
- Масуренков Ю. П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
- Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Кравцов В. С. и др.* Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
- Метаморфические комплексы Азии / Отв. ред. В. С. Соболев, Г. Г. Лезнин, Н. Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1977. 348 с.
- Методы теоретической геологии. Л.: Недра, 1978. 335 с.
- Мещеряков Ю. А.* Основные элементы морфоструктуры Земли, проблема их происхождения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1957. № 4. С. 3—15.
- Мещеряков Ю. А.* Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
- Мещеряков Ю. А.* Успехи и трудности морфометрии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5. С. 112—116.
- Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 389 с.
- Мещеряков Ю. А.* Рельеф и современная геодинамика. Избранные труды. М.: Наука, 1981. 277 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 272 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтогенез и его роль в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 38—56.
- Милашевич В. В., Краснов Е. В.* Тенденция экологизации естественного. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1983. 199 с.
- Мирлин Е. Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 249 с.
- Мишкин М. А.* О принципах выделения метаморфических формаций при изучении литологии докембрия // Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981а. С. 19—20.
- Мишкин М. А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981б. 194 с.
- Морозова Л. И.* Проявление Главного Уральского разлома в поле облачности на космических снимках // Исследования Земли из космоса. М., 1980. С. 101—103.
- Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 263 с.
- Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 124 с.
- Морфоструктурные исследования: Теория и практика. М.: Наука, 1985. 212 с.
- Морфоструктуры центрального типа Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 124 с.
- Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 360 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Наливкин Д. В.* Элементы симметрии органического мира // Изв. Биол. науч.-исслед. ин-та при Перм. ун-те. 1925. Т. 3, вып. 8. С. 291—297.
- Наливкин Д. В.* Криволинейная симметрия // Кристаллография. М.: Металлургиздат, 1951. С. 15—23.
- Невский В. А.* Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их образования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 47—61.
- Невский В. А., Осипов М. А.* Интрузивная и вулканическая тектоника и структуры эндогенных рудных полей и месторождений // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 129—152.
- Никишин А. М.* О возможных причинах разнообразия структурного выражения континентального рифтогенеза на Земле, Марсе и Венере // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1985. № 3. С. 22—38.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР: (вопросы региональной и теоретической неотектоники). М.: Госгеолтехиздат, 1962. 389 с.
- Никонова Р. И.* Высокие базисы денудации и геоморфологические уровни: (в связи с проблемой поверхностей вы-

равнинания) // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 136—147.

Никонова Р. И. О пенеппене по фундаменту платформ // Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 10—18.

Никонова Р. И. Проблема пенеппена в геоморфологии: (Новый аспект). М.: Наука, 1986. 136 с.

Никонова Р. И., Тащи С. М. Палеогеоморфологические реконструкции // Морфоструктурные исследования: Теория и практика. М.: Наука, 1985. С. 38—58.

Никонова Р. И., Худяков Г. И. Структурно-тектонические условия формирования пенеппена // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 13—29.

Никонова Р. И., Худяков Г. И. Поверхности выравнивания и рифтогенные зоны: (Новый аспект проблемы поверхностей выравнивания) // Геоморфология. 1982. № 4. С. 14—21.

Нифонтов Б. И., Протопопов Д. Д., Ситников И. Е., Куликов А. В. Подземные ядерные взрывы. М.: Атомиздат, 1965. 160 с.

Новая глобальная тектоника: (Тектоника плит): Пер. с англ./Под ред. Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева. М.: Мир, 1974. 471 с.

Овчинников Н. Ф. Методологические функции философии в естествознании // Материалистическая диалектика и методы естественных наук. М.: Наука, 1968.

Оффман П. Е., Буш Э. А. Фундаментальный и сопутствующие процессы формирования земной коры. М.: Недра, 1983. 188 с.

Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

Паталаха Е. И. Новая концепция дислокационного процесса // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 37—50.

Паталаха Е. И., Гиоргбигани Т. В. Структурный анализ линейной складчатости: (На примере хребта Каратау). Алма-Ата: Наука, 1975. 195 с.

Паталаха Е. И., Паталаха М. Е. Общая генетическая схема природных деформаций // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях: Сб. науч. тр. // Под ред. Б. М. Чи-

кова. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 9—18.

Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Тектонофациальный метод составления структурно-тектонических карт // Сов. геология. 1985. № 7. С. 48—56.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Там же. 1972. № 12. С. 7—25.

Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—24.

Петрищевский А. М. Тектоника Нижнего Приамурья: (По геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 62—70.

Петрищевский А. М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке // Тектоника. 1985. № 5. С. 80—90.

Пиотровский М. В. Морфотектоника областей мезозойской платформенной активизации: понятия, закономерности и перспективы исследования // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1975. С. 67—68.

Пиотровский М. В. Морфотектоническое картирование как назревшее передовое направление геолого-геоморфологических исследований // Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. С. 133—137.

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л.: Недра, 1966. 240 с.

Пржиалговский Е. С., Терехов Е. Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях: Сб. науч. тр./Под ред. Б. М. Чикова. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 46—54.

Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. 452 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

Пуцаровский Ю. М. Проблемы тек-

тоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.

Равнины Европейской части СССР. Геоморфология СССР. М.: Наука, 1974. 255 с.

Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 21—26.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР, Владивосток, 1978 г.: (Объясн. зап. к стратигр. схемам, принятым Межвед. стратигр. комис. СССР 14 мая 1979 г.) Магадан, 1982. 182 с.

Рождественский А. П., Журенко Ю. Е., Зиняхина И. К. К вопросу о предмете и методах палеогеоморфологии // Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970.

Романовский Н. П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии и их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 26—33.

Ромашов А. Н., Кондратьев В. Н., Кулюкин А. М., Цыганков С. С. Моделирование структур разрушения в верхних слоях Земли // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1985. № 4. С. 81—88.

Руководство по детальному геоморфологическому картированию / Под ред. Я. Демек. Брно, 1976. 341 с.

Рыбалко В. И., Тащи С. М., Ростовский Р. И. Геологическая позиция и особенности строения вулканических поясов как тектоно-магматических структур / Вулканические зоны востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3—11.

Сагаатовский В. Н. Основы систематизации всеобщих категорий. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1971. 431 с.

Сапов О. П. О принципах описания тектонических механизмов // Геотектоника. 1980. № 1. С. 115—121.

Сараев В. А., Иванова Н. Г. Отражение структуры литосферы в поле грозовой активности // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1979. С. 45—48.

Симонов Ю. Г., Лукашев А. А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур юго-восточного Забайкалья // Зап. Забайкал.

отд-ния Геогр. о-ва СССР. 1963. Вып. 21. С. 170—178.

Система рифтов Земли: Тр. симпозиум. Пер. с англ. М.: Мир, 1970. 280 с.

Соловьев В. А. Разработка систем понятий и упорядочение тектонической терминологии // Тектоника и геофизика. Хабаровск, 1974. С. 18—47.

Соловьев В. А. Тектоника континентов: (Систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975. 366 с.

Соловьев В. В. Рациональный комплекс геоморфологических методов исследования при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1976. 22 с.

Соловьев В. В. Картирование морфоструктур центрального типа при прогнозировании и поисках месторождений эндогенных полезных ископаемых // Геоморфологическое картирование. Наука, 1978а. С. 100—104.

Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978б. 109 с.

Соловьев В. В. Рифтовые системы // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. Т. 8: Восток СССР. С. 461—466.

Спижарский Т. Н. Методика составления тектонических карт и принципы тектонического районирования // Тектоника Сибири. Т. 5. Принципы тектонического районирования: Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М.: Наука, 1972. С. 11—15.

Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты: (Составление карт и основные вопросы тектоники). Л.: Недра, 1973. 240 с.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1975. 183 с.

Справочник по тектонической терминологии/Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова. М.: Недра, 1970. 584 с.

Стрелков С. А. Север Сибири. М.: Недра, 1965. 336 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Структура континентов и океанов: Терминолог. справ. / Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М.: Недра, 1979. 511 с.

Стюарт Дж. Рифтовые системы на западе США // Континентальные рифты. М., 1981. С. 239—255.

Сухов В. И. Корреляция тектономагматических процессов позднемезозойско-кайнозойского этапа развития территории юга Дальнего Востока // Геодинамические исследования. М., 1979. № 6. С. 18—45.

Тахаджан А. Л. Тектология: история и перспективы // Системные исследования: Ежегодник, 1971. М.: Наука, 1972. С. 200—277.

Тащи С. М. Дальневосточный сегмент Катазиатского вулканогорена // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 162—171. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Тащи С. М. Вулканические пояса Западного Сихотэ-Алиня // Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования: IV Всесоюз. палеовулканол. симпози.: Тез. докл. Хабаровск, 1979. С. 24—26.

Тащи С. М. Ряды морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение // Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 34—46.

Тащи С. М. Дуговые магматогенные геоморфосистемы востока Евразии // Тихоокеан. геология. 1982а. № 5. С. 64—69.

Тащи С. М. Взаимосвязь кольцевых и линейных морфоструктур: (На примере востока Евразии) // Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982б. С. 43—55.

Тащи С. М. Связь рифтогенных морфоструктур с морфоструктурами центрального типа // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 23—40.

Тащи С. М., Ермошин В. В. Опыт морфогенетической классификации материковых морфоструктур // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 34—53.

Тащи С. М., Ермошин В. В. К вопросу о металлогении Алданской геоморфоструктуры центрального типа: (Юго-восточный сектор) // Морфоструктуры центрального типа Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 27—38.

Тащи С. М., Ермошин В. В. Магматогенно-кольцевые, дуговые системы и линейные элементы Дальнего Востока // Морфоструктурные исследования: (Теория и практика). М.: Наука, 1985. С. 124—131.

Тащи С. М., Кулаков А. П. Гигантские морфоструктуры западной окраины Тихого океана // Там же. С. 106—111.

Тащи С. М., Никонова Р. И. Опыт составления палеогеоморфологических карт с использованием принципа геолого-геоморфологической конформности // Геолого-геоморфологические конформные комплексы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 25—47.

Тащи С. М., Худяков Г. И. Конформные и коррелятные структурно-вещественные комплексы // Морфоструктурные исследования: (Теория и практика). М.: Наука, 1985. С. 77—88.

Тащи С. М., Ермошин В. В., Примак В. Б. Ряды изометрично-кольцевых морфоструктур магматогенных систем Дальнего Востока // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 54—63.

Тащи С. М., Ермошин В. В., Токамаков Р. П. Динамика морфоструктур центрального типа: (Экспериментальные данные) // Тектоника Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1985. С. 53—54.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.: ОНТИ, 1934. 288 с.

Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 200 с.

Токарский О. Г., Философов В. П. К вопросу об определении понятия «рельеф» // Геоморфология. 1985. № 2. С. 45—57.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Сов. геология. 1968. № 10. С. 621.

Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горячих полезных ископаемых: Препр. СО АН СССР. Новосибирск, 1975. 35 с.

Уемов А. И. Системный подход и общая теория систем. М.: Мысль, 1978. 272 с.

Урмянцев Ю. А. Симметрия природы и природа симметрии. М.: Мысль, 1974. 229 с.

Уфимцев Г. Ф. Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 79—85.

- Уфимцев Г. Ф. Изучение планового рисунка речной сети при морфо-структурном анализе // Геоморфология. 1976. № 3. С. 93—99.
- Уфимцев Г. Ф., Худяков Г. И. О геометризации, районировании и терминологии геоморфоструктур // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 89—97.
- Уфимцев Г. Ф. Онухов Ф. С., Тимофеев Д. А. Терминология структурной геоморфологии и неотектоники. М.: Наука, 1979. 255 с.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
- Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 93 с.
- Философов В. П. К вопросу о генетической классификации поверхностей выравнивания // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 22—31.
- Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии // Геология и геофизика. 1964. № 10. С. 11—24.
- Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология? // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 2. С. 112—118.
- Флоренсов Н. А. Рифты Байкальской горной области // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. № 7.
- Флоренсов Н. А. О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях // Геоморфология. 1971а. № 1.
- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях // Там же. 1971б. № 2. С. 3—10.
- Флоренсов Н. А. Геоморфологические формации // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 399—419. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 237 с.
- Формы геологических тел: Терминолог. справ. Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. 288 с.
- Фрейд Г. М. Особенности глубинного строения и вулканизм Перитихо-океанской рифтовой системы // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 284—285.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973а. 509 с.
- Хаин В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973б. С. 15—18.
- Хаин В. Е. Об основных структурных элементах Земли // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 155—159.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Худяков Г. И. Об элементах тектонической интерпретации некоторых морфометрических показателей рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности // Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963. С. 44—62.
- Худяков Г. И. О морфоструктурной характеристике мезозойско-кайнозойских интрузивов в отдельных районах Дальнего Востока // Проблемы неотектоники: Тез. докл. М., 1964.
- Худяков Г. И. Морфотектоника южной части советского Дальнего Востока // Тез. докл. выездной сес. на Дальнем Востоке СССР. М., 1965.
- Худяков Г. И. Принципиальные основы морфотектонических исследований: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 56 с.
- Худяков Г. И. О дифференциации и интеграции морфоструктур // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975.
- Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Худяков Г. И. Новые пути — новые проблемы в геоморфологии // Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 5—11.
- Худяков Г. И., Никонова Р. И. Проблемы поверхностей выравнивания горных стран. Новосибирск: Наука, 1975. 310 с.
- Худяков Г. И., Никонова Р. И. Рифтогены как зоны максимального эндогенного разрушения земной коры //

Геология окраин континентов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 12—14.

Худяков Г. И., Ежов Б. В., Ищенко А. А. О содержании понятия «геолого-геоморфологический конформный комплекс»: (К созданию классификации геоморфологических структур) // *Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 40—47.

Худяков Г. И., Кулаков А. П., Тащи С. М., Никонова Р. И. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана: (Новые аспекты и проблемы геодинамики) // *Тихоокеан. геология*. 1982. № 1. С. 43—48.

Цейслер В. И. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977. 151 с.

Чебаненко И. И. О теоретических основах (принципах) геотектоники // *Геол. журн.* 1984. № 2. С. 11—16.

Чебаненко И. И. О двух фундаментальных геологических принципах науки геотектоники // Там же. 1985. № 2. С. 3—5.

Чемеков Ю. Ф. Западное Приохотье. М.: Наука, 1975. 123 с. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.

Чемеков Ю. Ф. О теоретических основах крупномасштабного геоморфологического картирования // *Геоморфологическое картирование*. М.: Наука, 1978. С. 47—50.

Чиков Б. М. «Геосинклиальная» и «эпигеосинклиальная складчатая» области: (Анализ понятий) // *Геология и геофизика*. 1976. № 2. С. 76—80.

Чиков Б. М. Стадийность формирования и основные типы структурных элементов земной коры континентов // Там же. 1981. № 2. С. 3—13.

Чиков Б. М. Научные принципы тектонического районирования и вопросы их систематизации // Там же. 1983. № 1. С. 25—31.

Чиков Б. М. К вопросу о тектонической активности и типизации подвижных областей Земли // Там же. 1984. № 2. С. 31—38.

Чиков Б. М. Основы методологии тектонического районирования. Новосибирск: Наука, 1985. 165 с.

Чиков Б. М., Шарапов В. Н. Геодинамика, геосинклиальный процесс и систематика тектонических элементов Курило-Камчатской переходной области // *Геология и геофизика*. 1982. № 10. С. 3—12.

Шамрай Е. И. Условия формирования малых аллювиальных россыпей на Северо-Западе Приохотья // *Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 105—113.

Шарапов В. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М.: Недра, 1977. 144 с.

Шарапов В. П. Проблема законов геологии // *Методология геологических наук*. Киев: Наук. думка, 1979.

Шатский Н. С. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт // *Избр. тр. Т. 1*. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 447—463.

Шатский Н. С. Избранные труды. В 3 т. М.: Наука. Т. 1. 1963. 622 с.; Т. 2. 1964. 720 с.; Т. 3. 1965. 348 с.

Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л.: Недра, 1968. 184 с.

Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

Шевченко В. И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении М. Наука, 1984.

Шевченко В. К. Структурно-геоморфологическая карта Нижнего Приамурья и принципы ее составления // *Геоморфологическое картирование*. М.: Наука, 1978. С. 157—163.

Штофф В. А. Проблемы методологии научного познания. М.: Высш. шк., 1978. 269 с.

Штрейс Н. А., Марков М. С., Моссаковский А. А. Тектоника складчатых сооружений // *Тектоника в исследованиях Геологического ин-та АН СССР*. М.: Наука, 1980. С. 29—84.

Шубина Н. Г., Аристархова Л. Б. Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа по топографической карте // *Вестн. МГУ*. 1965. № 2. С. 34—41.

Щукин И. С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960. Т. 1. 615 с.
Энгельс Ф. Диалектика природы. М.: Геополитиздат, 1952. 328 с.

Худяков Г. И., Кулаков А. П., Никонова Р. И. и др. Юг Дальнего Востока, М.: Наука, 1972. 424 с.

Юшманов В. В. Тектоно-магматические концентрические комплексы. М.: Наука, 1985. 235 с.

Янишин А. Л. Проблема срединных массивов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1965а. Т. 11 (5). С. 8—39.

Янишин А. Л. Геотектоническое строение Евразии // *Геотектоника*. 1965б. № 5. С. 7—35.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава 1</i> НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ МОРФОТЕКТОНИКИ	5
<i>Глава 2</i> СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ	17
<i>Глава 3</i> ПОТОКИ ЭНЕРГИИ — МАССЫ И ИХ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СЛЕДСТВИЕ	21
Направленность потоков	22
Геометрия потоков	28
Генезис потоков	45
<i>Глава 4</i> ИЕРАРХИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	57
Минеральная группа элементов	57
Формационная группа	63
Геоструктурная группа элементов	72
Глобальная группа	87
<i>Глава 5</i> ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ	89
Принципы составления легенд морфотектонических карт	91
Этапы картографирования морфоструктур	103
Особенности составления мелкомасштабных морфотектонических карт	114
<i>Глава 6</i> ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ	129
Морфотектонические карты при геолого-съемочных работах	129
Морфотектонические карты при прогнозно-поисковых работах	136
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	144
ЛИТЕРАТУРА	147

Научное издание

Т а щ и Степан Матвеевич
Е р м о ш и н Виктор Васильевич

**МОРОТЕКТОНИЧЕСКОЕ
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
(теоретический и прикладной аспекты)**

*Утверждено к печати
Тихоокеанским институтом
географии ДВО АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *В.В. Овчинников*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *И.И. Джиеова*
Корректоры *Л.М. Сахарова, Е.А. Мишина*

ИБ № 37202

Подписано к печати 13.04.88. Т – 00085
Формат 60×90 ¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Литературная (фотонабор)
Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,0+0,3 вкл.
Усл.кр.-отт. 10,7. Уч.-изд.л. 12,7
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1037
Цена 2р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
2-я типография издательства "Наука"
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ВЫШЛИ В СВЕТ:

Антарктика. Вып. 27. — 20 л. — 3р. 60к.

В сборнике публикуются результаты новейших исследований, проведенных советскими учеными в Антарктике. Представлены статьи, содержащие новые данные по изучению атмосферных процессов в Южном полушарии и геомагнитных пульсаций в полярной шапке. Ряд статей посвящен изучению антарктических озер (вопросам теплофизики, солнечной радиации, соленакопления). Приводятся морфометрические карты коренного рельефа Антарктиды. Освещаются проблемы адаптации человека в Антарктиде.

Для широкого круга специалистов, занимающихся изучением Антарктики

Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. — 18 л. — 3р. 20к.

В монографии на конкретных примерах строения и эволюции различных форм рельефа автор выяснил общие и специфичные особенности механизмов авторегуляции и достижения состояния динамического равновесия. Основываясь на предложенной методологии исследований, можно строить иммитационные логические и математические модели развития геоморфологических объектов с целью прогнозирования устойчивости и сохранности естественных и природно-антропогенных систем.

Для геоморфологов, геологов, географов, инженеров строителей.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

- Магазины "Книга-почтой":
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12
- Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":
480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4
690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/
3775002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/
191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/
103009 Москва, ул. Горького, 19-а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
634050 Томск, Академический пр-т, 5
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/

2 р. 20 к.

5017



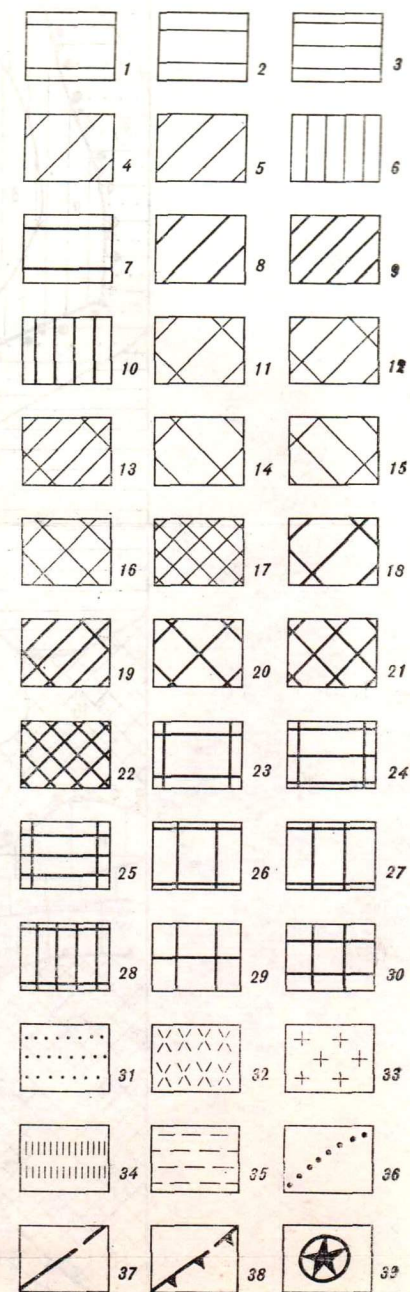
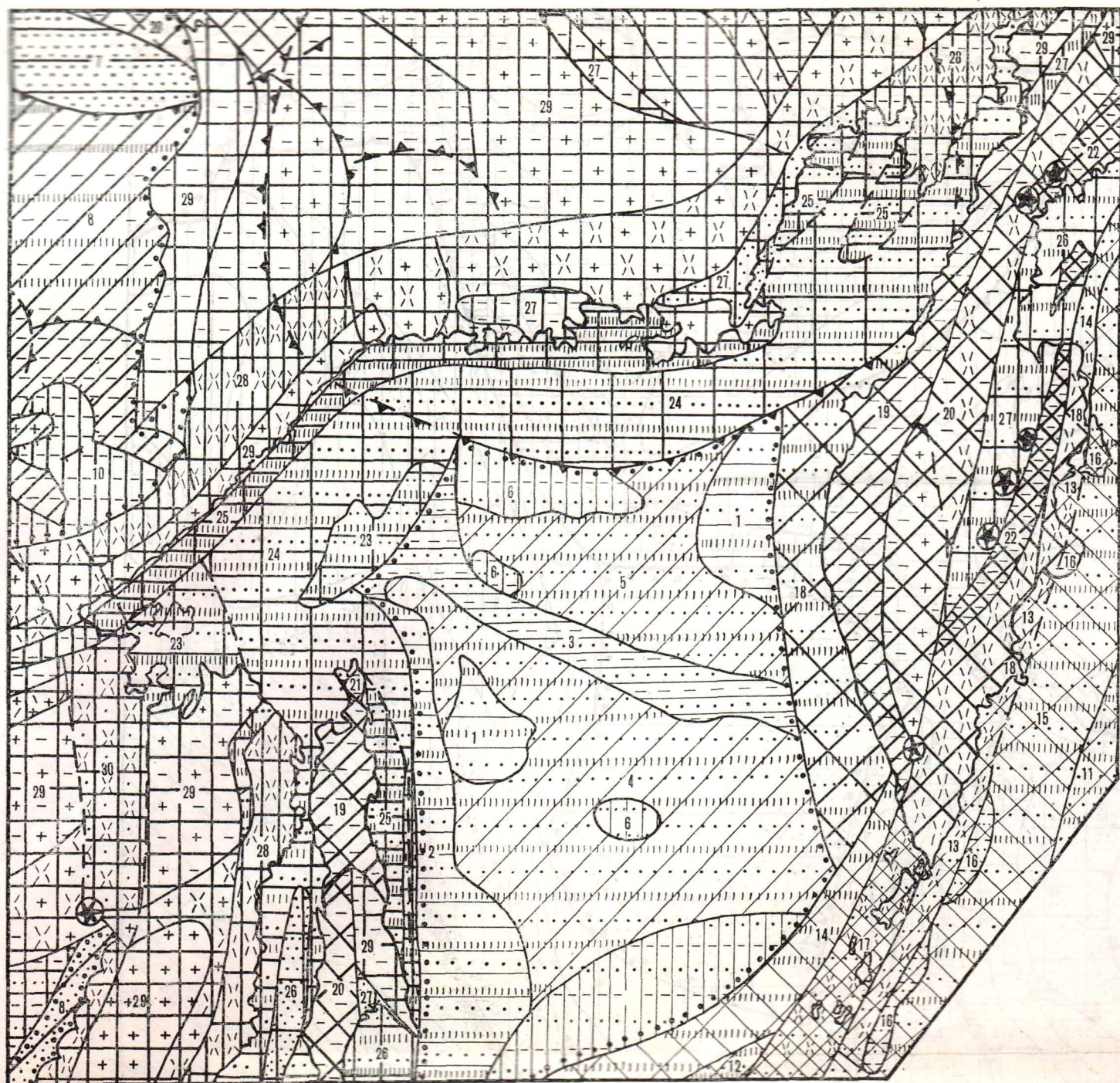


Рис. 20. Морфотектоническая карта-схема Охотского региона Дальнего Востока

Морфоструктуры уровня плитных тектонических комплексов: 1-6 — группа морфоструктур формирующихся комплексов: 1 — впадины — некомпенсированные краевые прогибы; 2 — подножия шельфов и подводных возвышенностей — перекомпенсированные части краевых прогибов; 3 — склоны шельфов — система ступенчатых горстков и грабенов в зонах глубинных разломов, части моноклиз; 4 — опущенный шельф — формирующиеся синеклизы и моноклизы; 5 — шельф — система сивелированных горстов и компенсированных грабенов, слабо наклонные моноклизы; 6 — подводный хребет, отдельные возвышенности — внутриплатформенные поднятия; 7-10: группа морфоструктур сформировавшихся формационных комплексов: 7 — впадина — краевой прогиб; 8 — плато — остаточные (поднятые) синеклизы; 9 — плато/плоскогорье — система валов, прогибов и флексур; 10 — плоскогорье — внутриплатформенное поднятие, в том числе и магматогенный купол. Морфоструктуры уровня геосинклинальных тектонических комплексов: 11-17: группа морфоструктур формирующихся комплексов: 11 — глубоководный желоб — внешний краевой прогиб; 12 — глубоководная впадина (котловина) — прогиб; 13 — впадина — междуговой прогиб; 14 — континентальный склон — зона глубинного разлома (система ступенчатых грабенов и горстов); 15 — склоны островных гряд и поднятий — зоны приразломной и оползневой складчатости; 16 — вал — геантиклиналь; 17 — островная гряда — перекомпенсированный/недокомпенсиро-

ванный прогиб; 18-22 — группа морфоструктур сформировавшихся формационных комплексов: 18 — впадины — остаточные (иногда компенсированные) краевые прогибы; 19 — плато/плоскогорья — зона зачаточной и пологой складчатости; 20 — хребет — антиклинорий; 21 — хребет — горст — антиклинорий; 22 — хребты куэстовые — система надвиговых пластин. Морфоструктуры уровня орогенных комплексов: 23-30 — группа морфоструктур формирующихся формационных комплексов: 23 — архипелаг — система остаточных (статичных горстов, недокомпенсированных грабенов и мелких грабен-прогибов); 24 — шельф — система сивелированных горстов, компенсированных грабенов и пририфтовых ступенчатых блоков; 25 — приостровный шельф — зона глубинного разлома; 26 — проливы/заливы — рифты (грабен-проливы и заливы); 27 — долины-рифты (грабены, грабен-прогибы); 28 — плато/плоскогорья — мульды, прогибы, моноклинали; 29 — нагорья-своды, глыбы, купола; 30 — система хребтов-горстов, долин и озре-грабенов; 31-35 — основные вещественные комплексы морфоструктур (сложные комплексы показаны комбинацией основных знаков): 31, 32 — комплексы выполнения; 31 — седиментогенный; 32 — вулканогенный; 33-35 — морфоструктурообразующие комплексы: 33 — плутоогенный; 34-35 — метаморфогенные: 34 — уплотнения, 35 — разуплотнения; 36-38 — границы морфоструктур: 36 — тектонических комплексов; 37 — формационных комплексов; 38 — центрального типа; 39 — отдельные вулканические постройки

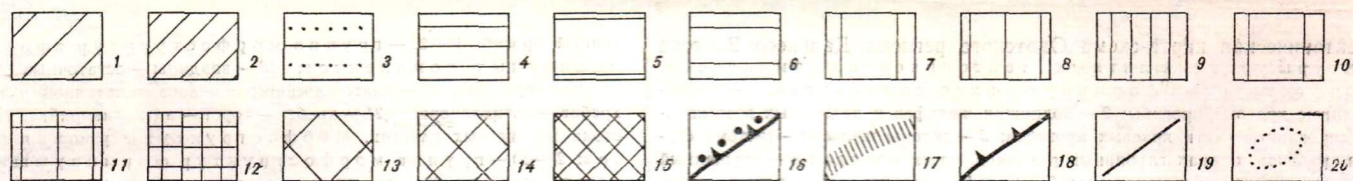
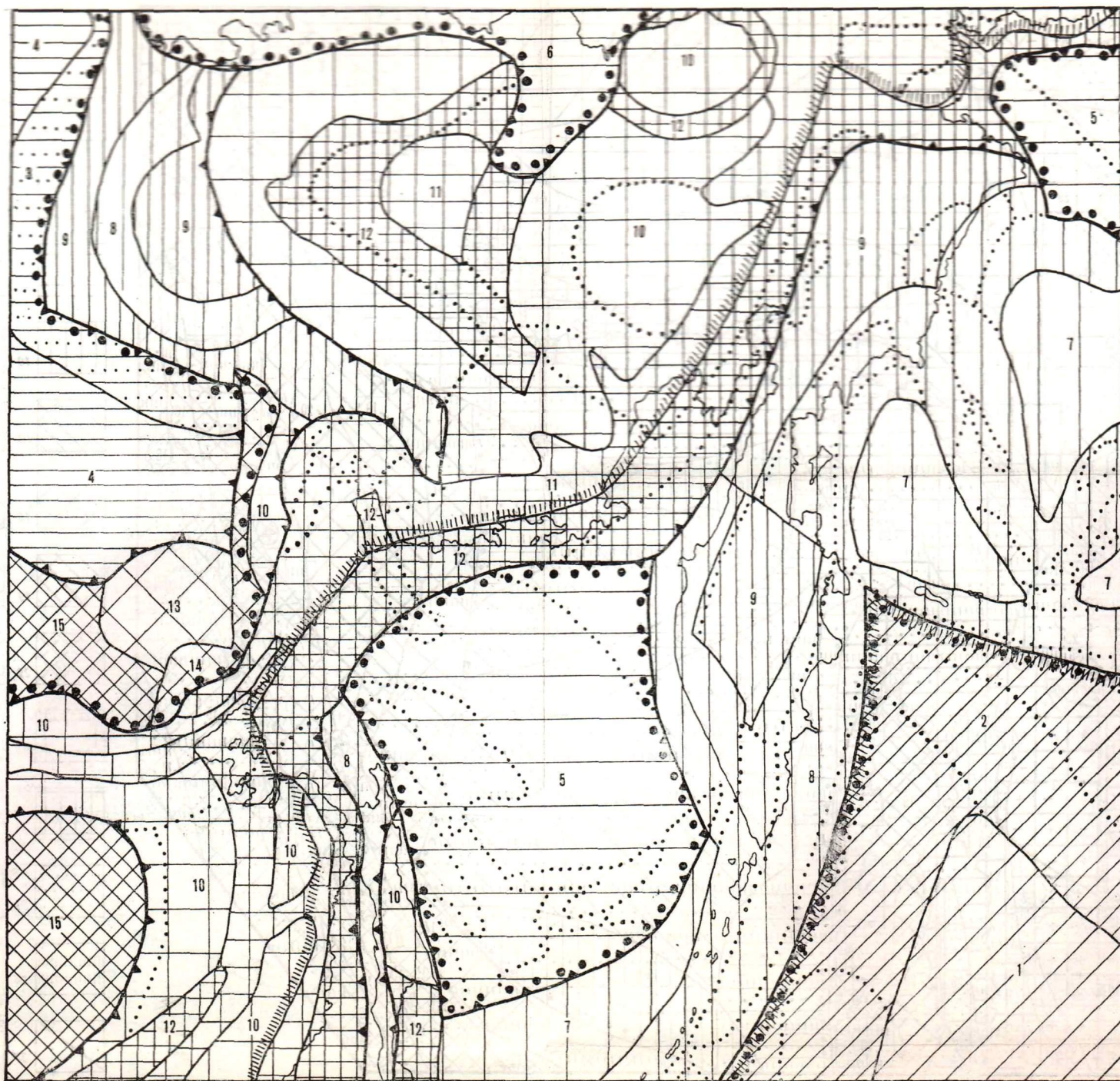


Рис. 21. Морфотектоническая карта-схема Восточной Евразии

1 — океаническая равниннократонная область; 2 — океаническая конвергентная область; 3, 4 — континентальная равниннократонная область; 5 — впадина — краевой прогиб; 6 — плато-моноклиза; 7, 8 — квазиравнинно-квазиформенная область (стадии развития): 7 — ранняя; 8 — средняя; 9 — поздняя; 10 — 12 — оро-

генный тектонический комплекс (стадии развития): 10 — ранняя; 11 — средняя; 12 — поздняя (в том числе континентальные и окраинные материковые рифты); 13—15 — дейтероорогенный тектонический комплекс (стадии развития): 13 — ранняя; 14 — средняя; 15 — поздняя; 16—20 — границы морфоструктур ранга: 16 — макрогеотектур; 17 — мезогеотектур; 18 — элементарных геотектур; 19 — макроморфотектур; 20 — контуры некоторых морфоструктур высших рангов, подчеркивающих особенности строения морфоструктур высших рангов



5017