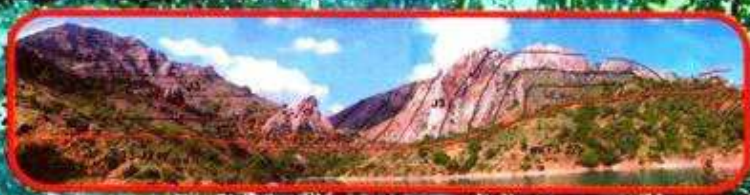


ЮДИН В.В.



**НАДВИГОВЫЕ
И ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ**

**СИМФЕРОПОЛЬ
2013**

Министерство экологии и природных ресурсов Украины
Украинский государственный геологоразведочный институт

Министерство образования и науки Украины
Национальная академия Природоохранного и курортного строительства

ЮДИН В.В.

НАДВИГОВЫЕ И ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

монография

Симферополь
ИТ «АРИАЛ»
2013

УДК 550.8: 551.243.4+551.3 (477.7)

Ю 17.

Рецензенты:

1. доктор геолого-минералогических наук Ю.Г. Юровский (профессор, академик Крымской Академии наук, Симферополь, АРК)
2. доктор геолого-минералогических наук Д.М. Ремизов (ВСЕГЕИ, профессор СПбГИ, Санкт-Петербург, Россия)

Печатается в соответствии с п. № 8.9 «Комплексной межведомственной программы работ научного и методического обеспечения региональных исследований Украины на 2003-2010 годы. Утверждено к печати решением Ученого совета Крымского отделения УкрГГРИ (протокол №5 от 4 июня 2009 г.), руководства УкрГГРИ от 17.03.2013 г и Ученого совета НАПКС (протокол №7 от 28.03.2013 г.).

Описана методика, виділення і картування складчасто-насувних структур, ендегенного меланжу і екзогенно-тектонічних олістостром різного віку і походження. Визначені ознаки і послідовність їх вивчення. Розроблені нові класифікації меланжів і олістостром. Наведені приклади насувних структур і хаотичних комплексів Криму, дна Чорного моря, Донбасу і інших регіонів. Розглянуто зв'язок з ними корисних копалини і небезпечних геологічних явищ. Виділені геодинамічні комплекси півдня України (скифиди, киммериди і неокиммериди). Прикладений словник основних структурно-геодинамічних термінів.

ЮДИН В.В.

Ю 17 Надвиговые и хаотические комплексы. Монография. – Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2013. - 250 с., 34 рис., 180 библи.
ISBN 978-617-648-185-0

Описана методика, выделения и картирования складчато-надвиговых структур, эндогенных меланжей и экзогенно-тектонических олистостром разного возраста и происхождения. Определены признаки и последовательность их изучения. Разработаны новые классификации меланжей и олистостром. Приведены примеры надвиговых структур и хаотических комплексов Крыма, дна Черного моря, Донбасса и других регионов. Рассмотрена связь с ними полезных ископаемых и опасных геологических явлений. Выделены геодинамические комплексы юга Украины (скифиды, киммериды и неокиммериды). Приложен словарь основных структурно-геодинамических терминов.

УДК 550.8: 551.243.4+551.3 (477.7)

Ключевые слова: методика, геологическое картирование, надвиги, меланжи, олистостромы, микститы, тектоника, геодинамика.

Для геологов и геофизиков, студентов и аспирантов геологических специальностей.

ISBN 978-617-648-185-0

© Юдин В.В., 2013

© УкрГГРИ, 2013

© ИТ «АРИАЛ», 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. КАРТИРОВАНИЕ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ СТРУКТУР.....	10
1.1. Геодинамика и структуры сжатия	10
1.2. Методика картирования складчато-надвиговых структур.....	48
1.3. Построение сбалансированных разрезов и карт.....	56
1.4. Конвергентные структуры и полезные ископаемые.....	72
Глава 2. МЕЛАНЖИ.....	82
2.1. Классификация и типы меланжей.....	84
2.2. Методика выявления и картирования меланжей.....	110
2.3. Меланжи и полезные ископаемые.....	118
Глава 3. ОЛИСТОСТРОМЫ.....	123
3.1. Классификация и типы олистостром	131
3.2. Методика выявления и картирования олистостром.....	152
3.3. Олистостромы и полезные ископаемые.....	164
Глава 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ.....	166
4.1. О циклах и фазах тектогенеза	166
4.2. Определение возраста комплексов.....	171
4.3. Геодинамические комплексы юга Украины	173
Заключение.....	196
Литература.....	199
СЛОВАРЬ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ.....	216
Литература к словарю терминов.....	248

ВВЕДЕНИЕ

При геологическом изучении и съемке сложно построенных регионов, традиционно выделяются стратиграфические, магматические и метаморфические тела, а также разрывы в виде линий на карте. Однако, как показывает мировой опыт, это не все тектонические объекты эндогенного и экзогенного происхождения. Их дополняют коллизионные швы (сутуры), шарьяжи, ретронадвиги, флэты, а также разнотипные меланжи, олистостромы и др. Обычно они не картировались или отображались без учета закономерностей их распространения и обоснования выделения. Большинство геологических карт и разрезов складчато-надвиговых областей не отвечают требованиям структурной сбалансированности, не допускают структурную и геодинамическую палинспастические реконструкции. Это привело к многовариантности рисовок карт, составленных разными авторами и к проблематичности выбора одной наиболее правильной модели.

Целью настоящей работы является усовершенствование теоретической и научно-методической базы средне-крупномасштабного геологического и глубинного прогнозно-геодинамического картирования. Для этого приведены примеры конкретных сложно построенных объектов юга Украины и других регионов. Изучение надвиговых структур и микститов необходимо также для выявления новых тектонических критериев поиска полезных ископаемых, для прогноза опасных геологических процессов, геостойкого строительства и др.

Актуальность рассматриваемых проблем заключается в том, что их решение позволит составлять непротиворечивые геологические карты, которые не будут существенно пересматриваться в будущем. Крым с прилегающими акваториями и Донбасс, несмотря на хорошую изученность, является ярким примером многочисленных противоречивых трактовок тектоники и многолетних дискуссий о структурных моделях, которые не отвечают требованиям сбалансированности. Тектонические объекты на геологических картах, построенные на основе разных теоретических концепций и подходов, не допускали выбора одной общей и объективно корректной модели строения, что негативно влияло на эффективность геолого-съемочных, нефтегазописковых работ.

Новизна исследования заключается в применении известных за рубежом и разработанных авторских методик выделения аномально сложных тектонических объектов, а также в составле-

нии сбалансированных структурно-геологических карт и геодинамической модели юга Украины, которые допускают палинспастические реконструкции и полностью соответствуют принципам теории актуалистической геодинамики.

Аналогичных методических работ в Украине не было. Отдельные их элементы приведены в статьях и монографиях США, России и других стран. В действующих инструкциях [Инструкция..., 1987, 2002, Организация..., 1999, 2002 и др.], а также в опубликованных методических рекомендациях по геодинамическому анализу [Геологическая..., 1969; Геологическое..., 1992; Геодинамические..., 1989; Шульц и др., 1991; Пастухов, 1993, Методика..., 1991], рассматриваемые объекты отражены кратко или отсутствуют совсем, как, например, олистостромы.

Проблема многовариантности интерпретаций геологических объектов появляется при изучении почти всех сложно построенных регионов мира. Это связано с присутствием хаотических комплексов, которые известны в мировой и отечественной геологии более 40 лет. В них несортированные обломки, глыбы и целые массивы погружены в мелко-дезинтегрированный матрикс относительно однородного хаотического строения. Такие образования, по предложению Л. Шермерхорна, с 1966 г. называются «микститы» (от английского слова *mix* - смешивать). К микститам относятся грубообломочные образования любого состава и генезиса, состоящие из фрагментов пород разных размеров и форм, которые расположены в более мелкообломочной несортированной и нестратифицированной массе.

В горно-складчатых регионах хаотические комплексы распространены достаточно широко. При гравитационно-осадочном происхождении они называются олистостромами, а при эндогенном - меланжами. Их строение и элементы рассмотрены во многих отечественных и зарубежных статьях, монографиях, а также в методических рекомендациях и учебниках, которые приведены в списке литературы.

Большое значение хаотических комплексов экзогенного и эндогенного происхождения состоит в том, что они являются индикаторами сложных геодинамических процессов и определяют критерии поисков разных полезных ископаемых. Так, меланжи маркируют положение офиолитовых и безофиолитовых коллизийных швов столкновения литосферных плит, микроплит и террейнов. Гравигенные микститы указывают на местоположение крупных палеосклонов, разграничивающих геодинамически различные бассейны осадконакопления.

С современными крутыми склонами рельефа связаны обвалы, формирующие коллювиальные хаотические отложения. Для пологих склонов характерны проявления крипа - медленного оползания массивов и слабо консолидированных осадков, формирование грязеavalунных обломочных (дебризных) потоков и других опасных геологических процессов. Переотложение таких образований в морях и океанах приводит к формированию и накоплению крупных разнотипных подводных хаотических осадочных комплексов. Последовательность их переноса и отложения стала понятна лишь после детального изучения осадконакопления в современных морях и океанах. Результаты этих исследований изложены в монографиях [Кеннет, 1987; Лисицын, 1988 г., Обстановка..., 1990] и др.

Роль эндогенной и экзогенной тектоники в формировании конкретных микститов трактуется не одинаково и часто противоречиво. Поэтому, в составе осадочных хаотических комплексов различают, как собственно гравитационные, так и тектоногравитационные микститы. При их изучении и диагностике большое значение имеет изучение вещественного состава, морфологии, строения и возраста пород оползневых массивов, а также текстур, структур, вещественного состава и возраста матрикса.

Современные олистостромы формируются в условиях склонов, созданных разными геодинамическими обстановками. Представления о том, что они характерны лишь для зон сближения литосферных плит [Зоненшайн и др., 1989; Геодинамическая..., 1990] справедливо не всегда. Олистостромы выявлены также на склонах пассивных окраин, во внутренних и в задуговых морях, на разных этапах рифтогенеза, при вулканической деятельности горячих точек и в зонах трансформных разломов. В соответствии с принципом актуализма, это существенно расширяет районы потенциального развития древних гравигенных микститов, которые можно встретить при геологическом картировании.

При геологической съемке микститам уделялось незаслуженно мало внимания. Недоучет их важности в разных регионах мира приводил к серьезным ошибкам. Известным примером тому, служит полиметаллическое месторождение Кан в Южном Тянь-Шане, находящееся в структуре полимиктового серпентинитового меланжа [Геологическое..., 1992]. Неверное представление о природе, строении и внутренней структуре микстита привело к тому, что месторождение долгое время считали перспективным, и объем запасов подсчитывался на большую глубину. Лишь после до-

рогостоящих горных работ с проходкой штолен и бурения была доказана локальная приуроченность руд к бескорневым глыбам [Геологическое..., 1992]. С другой стороны, с меланжами на Тянь-Шане связаны крупные месторождения и проявления рутит (Хайдаркан, Чонкой, Калача).

На юге Украины сложная геодинамическая эволюция неоднократно приводила к условиям, при которых формируются складчато-надвиговые структуры и микститы разных типов. Это гравитационно-тектонические комплексы (фронтальные и тыловые олистостромы), эндогенные надвиги, шарьяжи, а также меланжи сложного и смешанного генезиса. Некоторые из них были ремобилизованы дважды и перемещались в разных направлениях. Можно полагать, что еще не все такие объекты выявлены и правильно интерпретированы. Это обстоятельство требует продолжения их изучения, разработки единой классификации и методики выделения.

Работа основана на синтезе опубликованных данных, а также на 40-летнем личном полевом изучении надвигов и микститов в разных регионах. Определяющим в представлениях автора о складчато-надвиговых моделях и микститах, было изучение тектоники Урала и Пай-Хоя, хорошо обнаженных меланжей Тянь-Шаня, а в последние 20 лет - тектоники Крыма и Донбасса.

Методика картирования сложно построенных структур и комплексов заключается в выборе правильной модели строения из многих альтернативных предшествующих вариантов, с учетом всего комплекса геолого-геофизических данных и хорошо изученных объектов сходного строения. Каждый геолог-съемщик может составить несколько, а разные геологи - десятки не похожих друг на друга моделей. Такая закономерность подтверждается сравнением карт и разрезов, составленных в разные периоды изучения. Поэтому в работе приведены не только сбалансированные модели, но и приведен анализ дискуссионных предшествующих вариантов интерпретаций с рассмотрением типичных ошибок при картировании сложных тектонических объектов.

Хаотические образования распространены в большинстве складчато-надвиговых областей мира. Они включают в себя тела различного происхождения и выделяются под названиями меланж, осадочный меланж, олистостромы, дикий флиш, осадочные брекчии, оползневые брекчии, тиллиты и валунно-галечные аргиллиты. Термин "микститы", объединяет группу нестратифицированных, разнородно и неравномерно сочетающихся геологических тел любого состава и генезиса, состоящих из закономерно

рассеянных обломков пород разного размера, формы и состава. По определению, микститы не относятся к стратиграфическим осадочным телам (свитам) и на геологических картах должны выделяться как отдельные специфические комплексы.

Мощность, а правильное – толщина, микситов может достигать многих сотен метров и первых километров. При геологическом картировании, в зависимости от масштаба, они отражаются по-разному. Чем крупнее масштаб карты, тем более детальным и сложным должно показываться внутреннее строение и контуры распространения хаотического комплекса. И, наоборот, на мелкомасштабных и обзорных картах меланжи превращаются в узкие зоны, которые логично и традиционно показывать линиями.

При среднемасштабной съемке многие из рассматриваемых объектов не выделялись из-за относительно небольшого размера. С переходом к детальному геологическому картированию масштаба 1:50000 и 1:25000, отражение надвиговых и хаотических комплексов разного генезиса становится необходимым условием правильности и кондиционности карт. Без него создание объективных сбалансированных и повторяемых разными исследователями моделей геологического строения сложных регионов - проблематично или невозможно.

В Крыму, на дне Черного моря, а также в Южном Донбассе коллизийные сугуры, меланжи, олистостромы и специфические складчато-надвиговые структуры выделены нами впервые. Структурно-геодинамическая модель региона в целом и методика выделения ее элементов, обсуждалась со многими специалистами более чем на 150 совещаниях и конференциях, включая международные. Обоснование новых объектов и их геодинамическая эволюция изложены в более 200-х публикациях автора, что отражает научную апробацию работы [Юдин, 1993-2013].

Монография написана по личной инициативе в соответствии с «Комплексной междуведомственной программой научного и методического обеспечения региональных геологических исследований Украины» - сначала в Крымском отделении УкрГГРИ с использованием авторских материалов за 30 лет, включенных в госбюджетную тему, результаты которых внедрены в ряде производственных организаций Украины. В 2009-2013 гг., когда автор работал профессором в Национальной Академии Природоохранного и курортного строительства, книга была переработана и дополнена новыми данными.

Учитывая специфику объектов и отсутствие в изданных геологических словарях части современных понятий по надвиго-

вым системам, олистостромам и меланжам, в конце книги приведен словарь основных использованных структурно-геодинамических терминов с уточненными трактовками и с примерами конкретных объектов юга Украины.

При написании работы автор пользовался консультациями, советами и обсуждал дискуссионные проблемы со многими известными исследователями. Среди них В.Е. Хаин, В.С. Милеев, С.Б. Розанов (МГУ); Ю.С. Биске, А.К. Худолей (С-ПбГУ); С.В. Белецкий, Г.К. Бондарчук (КП “Южэкогеоцентр”); М.Е. Герасимов (“Крымгеофизика”), Ю.Г. Юровский, А.Н. Пасынков (КО УкрГТРИ); С.В. Горяйнов (Харьковский ГУ) и многие другие. Отдельно следует отметить замечания многочисленных оппонентов (Л.С. Борисенко, О.Б. Гинтов, Л.Г. Плахотный, С.В. Пивоваров, Н.И. Новик, Б.А. Вахрушев и др.), которые позволили улучшить доказательность выделенных тектонических объектов. Всем им автор выражает свою искреннюю благодарность.

ГЛАВА 1. КАРТИРОВАНИЕ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ СТРУКТУР

1.1. Геодинамика и структуры сжатия

Актуалистическая геодинамика в современном понимании - наука о процессах, определяющих перемещения вещества и энергии в результате гравитационных и тепловых мантийных конвекционных токов. Они перемещают литосферные плиты и террейны, что в верхней части коры приводит к формированию складчато-надвиговых дислокаций. Эволюция земной коры в геодинамике рассматривается в соответствии с циклами Вильсона и Бертрама принципиально иначе, чем в предшествующих гипотезах фиксизма с выделением многочисленных и противоречивых глобальных фаз тектогенеза.

Геологическая съемка на юге Украины в основном базировалась на концепциях геосинклиналей, глубинных разломов, разломно-блоковой тектоники, расширяющейся или пульсирующей Земли и других гипотез, что отражено на картах среднего и крупного масштабов. Согласно действующей инструкции [Организация..., 2002, п. 10.1.80], интерпретации тектонического строения детальных геологических карт могут быть даны на основе любой из известных тектонических концепций (геосинклинальной, блоковой, тектоники плит и др.). Общепринятая в мировой геологии теория геодинамики и связанная с ней структурная геология, на изданных картах практически не отражалась. В последние годы начали использоваться ее отдельные элементы. Кроме того, в сложно построенных регионах, параллельно с геологической съемкой проводится геодинамическое картирование мелкого и среднего масштабов.

Геодинамические режимы Земли формируют четыре литодинамических комплекса: тектонический, магматический, осадочный и метаморфический. Они закономерно связаны между собой и имеют четкие специфические критерии выделения. Современные и древние складчато-надвиговые области мира имеют общие черты и закономерно расположенные элементы строения (рис. 1.1). Некоторые из таких элементов на разных стадиях эволюции могут быть выражены сильнее, некоторые – слабее или совсем отсутствовать. При геологической съемке современных и древних складчато-надвиговых областей необходимо четко представлять геодинамическую эволюцию региона, а также связь с

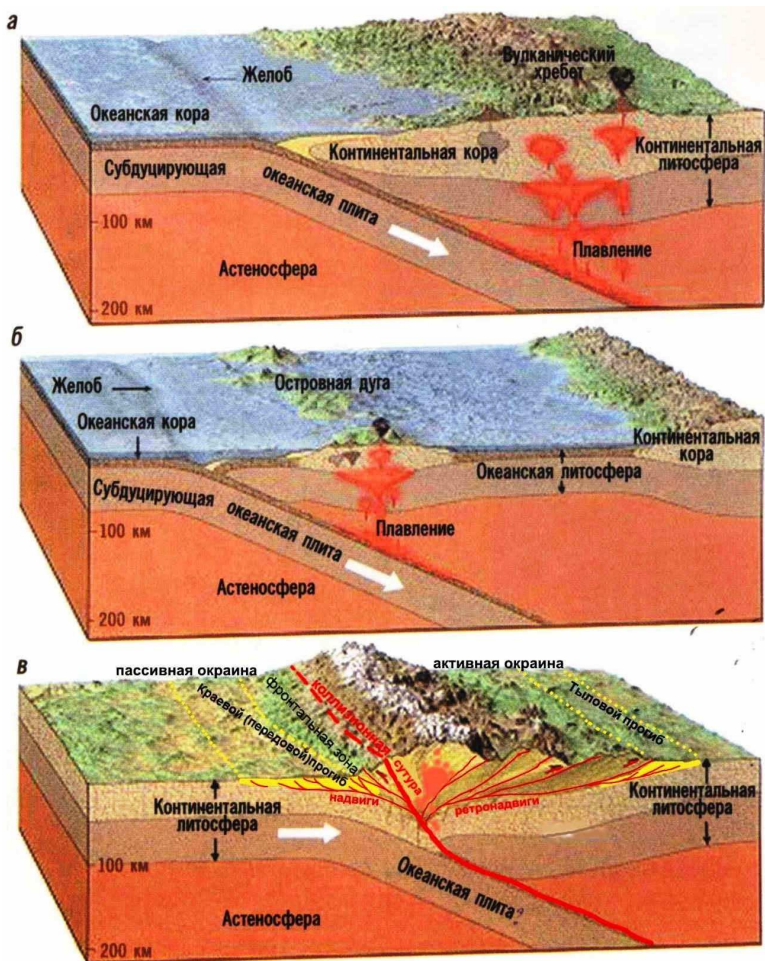


Рис. 1.1 Формирование и типичное строение складчато-надвигового региона (по С.В. Аглонову, 2001, с дополнениями автора)

ней литодинамических комплексов и структур разных циклов эволюции.

Согласно теории актуалистической геодинамики, горно-складчато-надвиговые пояса формировались и формируются длительно и непрерывно в результате схождения (конвергенции) литосферных плит, перемещаемых конвекционными токами мантии. На первых этапах конвергенции происходит субдукция оке-

анической коры с созданием активной окраины андийского типа (рис. 1.1-А) или островодужного типа (рис. 1.1-Б). Эволюция, структуры и литодинамические комплексы этой стадии эволюции подробно рассмотрены в монографиях, учебниках и методических пособиях по геодинамике [Кеннет, 1998, Хаин, Ломизе, 1998, 2005, Аглонов, 2001, Пастухов, 1993 и мн. др.].

После окончания субдукции и столкновения континентальной коры плит, формируются коллизионные складчато-надвиговые орогены (рис. 1.1-В). Ширина их варьирует от нескольких до первых сотен километров и обычно составляет десятки километров, а длина - многие сотни и тысячи км. Современные и древние коллизионные орогены закономерно состоят из следующих основных структур (рис. 1.1-В).

1 - Коллизионный шов (сутура), представляет собой надрегиональный надвиг, с очень большой горизонтальной амплитудой, фрагментами офиолитов, динамометаморфизмом и чрезвычайно сложными дислокациями до присутурных меланжей. На глубине здесь возможно низкоэнергетическое гранитообразование.

2 - Фронтальная складчато-надвиговая зона, сформированная оперяющими сутуру надвигами, имеющими тот же наклон. На автохтоне надвиговой зоны, в результате размыва коллизионного сооружения, закономерно формируются орогенные формации (флиш, нижняя и верхняя молассы). Они выполняют передовой (краевой) прогиб и подстилаются шельфовым комплексом формаций пассивной окраины. Магматизм в этой части орогена может присутствовать лишь в древнем основании пассивно-окраинного комплекса, отражающего дивергентный этап ее эволюции. На субдукционном и коллизионном этапах магматизма нет. Как исключение, он может быть вызван иными, наложенными процессами дивергенции или автономными мантийными плюмами не связанными с циклом Вильсона.

3 - Тыловая часть орогена (в аллохтонной части сутуры) расположена на активной окраине плиты, в которой на значительном расстоянии от коллизионного шва обычно проявлен субдукционный и коллизионный магматизм (рис. 1.1-В). Здесь нередко развиты надвиги с падением сместителей противоположным к основной зоне конвергенции. Ретронадвиги формируют обратную к основной сутурной зоне асимметрию складок и общую дивергентную асимметрию орогена (поп-ап) [Юдин, 2010а]. В автохтоне ретронадвиговой зоны формируется тыловой прогиб, выполненный молассами, синхронными коллизии. Тыловой про-

гиб четко выражен не всегда, поскольку определяется вертикальной составляющей и общей амплитудой ретронадвигов.

Коллизионные швы (сутуры) являются главной основой геодинамической модели строения и эволюции любого крупного сложно построенного региона. С их выделения, обоснования наклона и трассирования должно начинаться составление современных геологических и тектонических карт [Хаин, Ломизе, 1995 и др.]. Под сутурами понимаются крупнейшие зоны надвигов, в которых при конвергенции произошла полная субдукция древней океанической коры и коллизия сиалических плит, микроплит или террейнов. Как и в других регионах, на юге Украины положение и направление падения коллизионных швов определяют палеогеодинамическую эволюцию, размещение структурных комплексов, а также распространение осадочных и магматических формаций [Юдин, 1995, 1996, 2008, 2011 и др.].

Критерии выделения сутур существенно иные, чем традиционно выделяемых «глубинных разломов». Это глобальные надвиговые зоны с очень длительной непрерывной активностью, с низкотемпературным и высокотемпературным динамометаморфизмом, с фрагментами палеоокеанической коры (офиолитами), с существенно разными формациями и геофизическими характеристиками в крыльях и с наиболее интенсивными складчато-надвиговыми дислокациями горизонтального сжатия. На активной окраине, в десятках, реже первых сотнях километрах по падению сместителя сутуры, обычно развита полоса синхронного надсубдукционного и коллизионного магматизма. Палеомагнитные реконструкции позволяют оценить ширину поглощенных палеоокеанов в сотни и тысячи километров, что отражает горизонтальную амплитуду коллизионных швов.

В Крымско-Черноморском районе выделены, обоснованы и прослежены по геолого-геофизическим данным три коллизионные сутуры разного возраста и наклона (**рис. 1.2, 1.3**). Это Предгорная сутура юрско-раннемелового возраста северного падения, Северокрымская сутура позднепалеозойского возраста южного наклона и верхнеюрская Южнокрымская сутура южного падения [Юдин, 1993, 1994а, 1995, 1996 и др.]. В их подтверждение были обнаружены радиоляриты, надвиговый меланж с глыбами серпентинизированных ультрабазитов и базитов. Они составляют офиолитовую триаду - фрагменты субдуцированной палеоокеанической коры. В последующих публикациях строение, эволюция и положение сутур Крымско-Черноморско-Каспийского региона

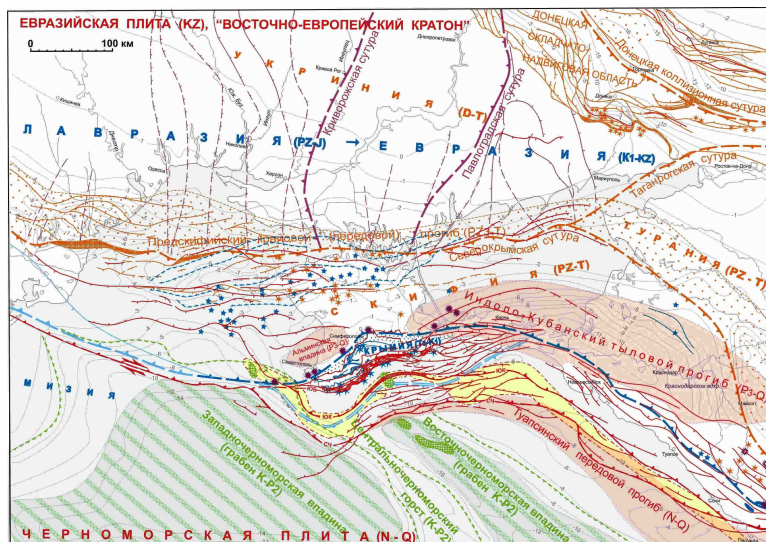


Рис. 1.2. Структурно-геодинамическая карта (Юдин В.В., 2011).



Рис. 1.3. Условные обозначения к рис.1.2

было уточнено и детализировано [Юдин, 2000, 2001, 2001а, 2003а, 2008, 2011].

В Южном Донбассе, обоснована скрытая Донецкая сутура южного падения пермско-триасового возраста [Юдин, 2003, 2004, 2006]. С появлением новых геофизических материалов шов был прослежен на восток и выделена пятая, Таганрогская, сутура юго-восточного наклона позднепалеозойского возраста. Перечисленные коллизионные швы оконтуривают разновозрастные палео-микроконтиненты и палеотеррейны. К ним относятся: Крымия (Горнокрымский островодужный террейн), Скифия, Турания и Украина с активными и пассивными окраинами (рис. 1.2).

В лежачих крыльях (автохтоне) сутур, на амагматических пассивных окраинах выделены и оконтурены орогенные формации и структуры *краевых (передовых) прогибов* (КП). Это - Предскифийский КП (С-Т возраста), Преддонецкий КП (С-Р), Битакский КП (J-K₁), Демерджинский КП (J₂₋₃) и Туапсинский КП (N-Q возраста). В прогибах развиты надвиги, ретронадвиги и принадлежательные складки возраста, соответствующего коллизии.

Магматические комплексы юга Украины, в соответствии с глобальными закономерностями, интерпретируются как субдукционно-коллизионные. Они расположены не в зонах традиционных глубинных разломов и их пересечений, а на активных окраинах в параллельной полосе, удаленной по падению сутур [Юдин, 1996, 2003а, 2008, 2011].

Неоген-четвертичная геодинамика региона связана с глобальным сближением Евразийской и Африканско-Аравийской плит. Направления и скорости современных горизонтальных движений микроплит, по анализу опубликованных данных, показаны на (рис. 1.4). Они отражают поддвиг мел-палеогеновой субокеанической коры Черного моря под Евразию. При этом происходит сдвиг осадочного чехла с основания, сопровождаемое надвигообразованием с правосдвиговой составляющей и складкообразованием.

Структуры тангенциального сжатия четко видны в обнажениях Горного Крыма и южнее, на профилях морской сейсморазведки. Они представлены высокоамплитудными надвигами, меланжами и очень интенсивно сжатыми принадлежательными складками с основной южной вергентностью. Наиболее высокоамплитудные надвиги (шарьяжи) в Горном Крыму имеют мощные зоны дезинтеграции пород и выделены как региональные меланжи.

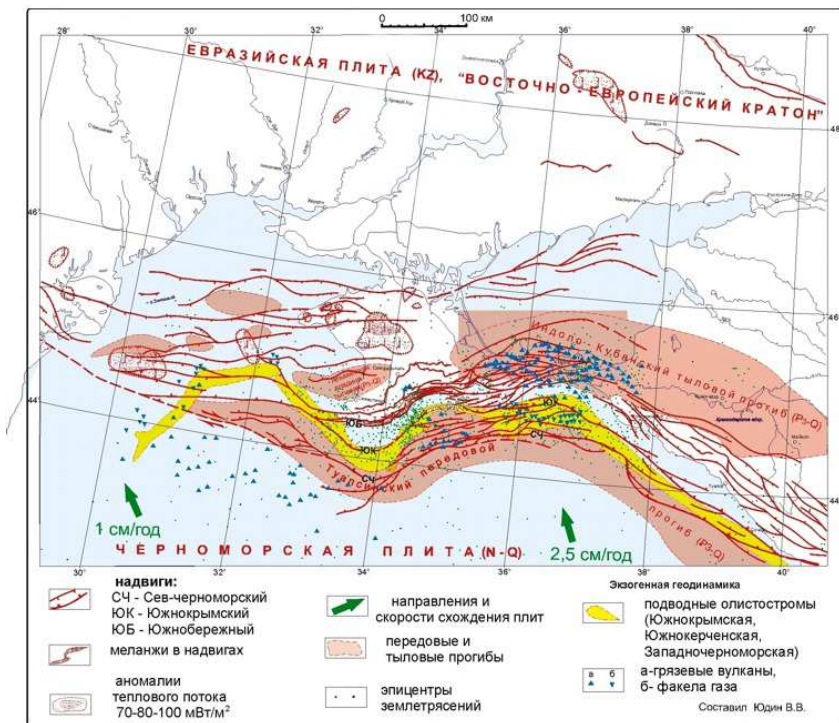


Рис. 1.4. Неогеодинамическая карта юга Украины и прилегающих регионов

Структурообразование сопровождалось значительной сейсмичностью, грязевым вулканизмом, а также масштабными экзогенными процессами вдоль зоны конвергенции в виде наземных и подводных олистостром (рис. 1.4). Структурная палинстаптическая реконструкция позволяет оценить минимальное сокращение зоны докайнозойского осадконакопления более чем на 60 км [Юдин, 1996].

Кроме того, здесь фиксируются продольные правые сдвиги и сдвиговая составляющая в надвигах. Результат неотектонического сжатия выражен в линейности Главной гряды Крымских гор, в форме береговой линии, а также в положении узкого гемишельфа и баттали. Вертикальная составляющая надвигов проявлена в 3,5-километровом перепаде современного рельефа от вершин Крымских гор до субабиссали Черного моря.

На пассивной окраине Черноморской плиты сформирован Туапсинско-Предкавказский краевой прогиб (рис. 1.4). На активной окраине Евразии, в тылу зоны квазисубдукции, в автохтоне ретронадвигов южного наклона образован Индоло-Кубанский тыловой прогиб с его фрагментами в виде - Альминской и других впадин, а также проявлены тепловые аномалии, как предвестники активно-окраинного магматизма (рис. 1.4), [Юдин, 2006а, 2008, 2011].

Неоген-четвертичное тангенциальное сжатие в жесткой континентальной коре юга Восточноевропейского кратона локально проявилось на расстоянии до 500 км севернее главной зоны конвергенции. Современные структуры сжатия проявлены там новообразованными ретронадвигами, а также надвигами, унаследовано активизированными по субширотным палеозойским и мезозойским разрывам (рис. 1.4). Они выявлены бурением и тектоническими исследованиями в Украинском щите, а также в Южном и Северном Донбассе [Юдин, 2005, 2008 и др.].

Все фанерозойские структуры и литодинамические комплексы юга Европы хорошо объясняются с позиции теории актуалистической геодинамики. После субдукции и коллизии древние микроконтиненты и островодужные террейны вошли в состав Евразийской мегаплиты, потеряв свою автономность и собственные названия. Современный структурный план региона представляет собой коллаж разновозрастных палеотеррейнов, ограниченных древними коллизионными сутурами, с синхронными им передовыми и тыловыми прогибами. Ныне они составляют единый, относительно стабильный фрагмент Евразийской плиты, называемый Восточноевропейским кратоном, южная активная окраина которого осложнена складчато-надвиговыми дислокациями.

Типичные ошибки при выделении и трассировании коллизионных сутур при геологическом картировании следующие.

1. Сутуры – не линии, а широкие (от сотен метров до первых километров) зоны присутурного меланжа с хаотическим внутренним строением (подробнее они рассмотрены в разделе 2.1). Отражение на карте коллизионного шва и оперяющих его разрывов не может быть произвольным и подчиняется четким закономерностям.

2. В плане форма швов полого-извилистая, дугообразная,

без резких углов и выступов. Исключение (при контрастном горном рельефе) составляют крупные останцы - клиппы, связанные с большой горизонтальной амплитудой сутуры, ее положим наклонном и с неравномерным денудационным срезом.

3. Длина сутур из-за их многотысячковой амплитуды, по определению не может быть менее 0,5-1 тыс. км. Поэтому, при геологическом картировании среднего и крупного масштабов, выделение коротких «глубинных разломов» в качестве локальных коллизионных швов без анализа структур и геодинамической модели прилегающих регионов - некорректно. Примером такой ошибки служат карты Керченского полуострова, где на площади всего 50х80 км выделено 7 разнонаправленных «глубинных разломов».

4. Одновозрастные сутуры никогда не пересекаются и не имеют Х- и Т-образных сочленений. Как и современные зоны конвергенции, сопровождаемые сейсмичностью, глубоководными желобами и линейными горно-складчато-надвиговыми поясами, они разветвляются и сочленяются друг с другом под небольшими углами. Исключением может быть Т-образное срезание молодой сутурой более древней. Пример тому - срезание палеозойской Северокрымской сутурой протерозойских швов (рис. 1.2). При сбалансированной интерпретации, и особенно при наличии обоснованных сдвигов, должна быть четко учтена горизонтальная амплитуда смещения и продолжение древнего шва на другом крыле более молодой сутуры.

5. Сутуры по простиранию не могут резко обрываться в точке. Они либо плавно сочленяются с другими, либо переходят в шарьяжно-надвиговые зоны с постепенным уменьшением горизонтальной амплитуды надвигов.

6. При трассировании сутур, в их автохтоне (на пассивной окраине, и в краевом прогибе) не может быть синхронного магматизма (рис. 1.2). Такая закономерность известна как в современных, так и в древних складчато-надвиговых областях мира. Исключение составляют некоторые узкие островодужные террейны, например, Горнокрымский в средней юре. Магматизм в нем инициировался сутурой северного падения, которая располагалась южнее. Вторым исключением из правила может быть, наложенный на коллизионный, автономный рифтогенез или мантийный плюм. Примером тому может служить рифтогенный магматизм девона - раннего карбона в авлакогенах пассивной окраины.

ны Северного Приуралья и трапповый магматизм Заполярного Приуралья [Юдин, 1994; Тимонин, Юдин, Беляев, 2004]. Принятие таких исключительных моделей должно быть четко обосновано. На примере Скифской палеоплиты, вариант проведения позднепалеозойского коллизионного шва южнее п-ва Тарханкут по М.Е. Герасимову [Герасимов и др., 2008], приводит к противостественному положению синхронного палеозойского магматизма на пассивной окраине и к «исчезновению» Скифской плиты, ширина которой сужается в Центральном Крыму до 0-20 км. При таком варианте, Предскифский краевой прогиб в автохтоне сутуры отсутствует или располагается в 100 км севернее, что не соответствует его современным и древним аналогам.

7. Сутуры сопровождаются продольными складками и надвигами, которые формируют линейный горный рельеф. Реки текут со склонов таких хребтов. Поэтому, русла рек почти никогда не располагаются вдоль или непосредственно на «разломах» и коллизионных швах. Речная сеть закономерно ориентирована почти перпендикулярно сутуре и оперяющим ее надвигам. Исключениями могут быть лишь короткие отрезки рек, текущих вдоль хребтов.

8. При трассировании сутур, перекрытых осадочным чехлом, следует учитывать эмпирическую закономерность, четко выраженную в хорошо обнаженных регионах. Сутурные надвиговые меланжи, особенно при наличии сдвиговой составляющей, имеют раздувы и сужения. Магматические породы и особенно кластолиты ультрабазитов в них формируют вдоль аллохтонной зоны шва отдельные крупные бескорневые массивы. В магнитном поле клиппы выражаются интенсивными локальными аномалиями. При трассировании сутуры, перекрытой осадочным чехлом, положение таких аномалий может располагаться на автохтоне шовной зоны, возможно на некотором удалении. В самом же автохтоне по определению располагается амагматичный пассивно-окраинный комплекс и краевой прогиб. Примерами такого положения клиппов ультрабазитовых массивов, являются обнаженные сутуры Приполярного и Южного Урала, Тянь-Шаня и других регионов, а в перекрытых районах - аномалии вдоль Предгорной сутуры Крыма.

9. Главное внимание при геологической съемке следует уделять обоснованию наклона сутурной зоны и оперяющих ее надвигов и шарьяжей. Оно должно соответствовать принципам

геодинамики и, как следствие, определять морфологию структур, положение формаций и критерии поиска полезных ископаемых района. Например, принятие в Горном Крыму «Шарьяжа Яйлы» с корневой зоны в Черном море и с южным падением сместителя [Казанцев, 1982; Тектонична карта України..., 2007], приводит к несоответствию модели принципам геодинамики, положению литодинамических комплексов и размещению полезных ископаемых. Если допустить существование «Шарьяжа Яйлы», в его основании следует прогнозировать сульфидные месторождения, хотя в этой зоне оползневых массивов, гидротермальная минерализация отсутствует. Кроме того, по данным сейсморазведки, в акватории Черного моря падения надвигов и асимметрия складок обратная. Игнорирование этого факта под идею, отрицательно влияет на эффективность поисков структурных ловушек нефти и газа.

10. Критерии правильности картирования коллизионных швов заключаются не в личном мнении отдельных специалистов, в том числе и автора. Главным следует считать соответствие строению хорошо изученных современных актуалистических аналогов древних сутур (Альпы, Карпаты, Гималаи, Урал) и зон субдукции (Андийского и островодужного типов). Вторым критерием правильности является сходство с районами, аналогичного строения, которые лучше обнажены и изучены, в том числе глубоким бурением. Третьим определяющим критерием, справедливо считается возможность палинспастической реконструкции зоны в доскладчатое положение.

Терминология структур сжатия в последние годы существенно изменилась в связи с иным, геодинамическим пониманием конвергентного структурообразования. При тангенциальном сжатии формируются специфические дислокации, имеющие четкие закономерности строения.

Разрывы (дизъюнктивные дислокации) являются важнейшими объектами геологического картирования, которые определяют модель геологического строения. Среди них выделяются нарушения без существенного смещения, называемые *трещинами* или *диаклазами*, и нарушения со смещением. Диаклазы на геологических картах обычно не показываются из-за их малых размеров. Собственно разрывы имеют разные масштабы прояв-

ления и подразделяются от первого порядка, наиболее крупного в районе, до второго, третьего и т.д., по мере уменьшения размера.

Известны пять главных типов разрывов. При тангенциальном сжатии земной коры образуются взбросы и надвиги, при растяжении - сбросы и раздвиги. При перемещении вдоль поверхности без вертикальной амплитуды формируются сдвиги. В зависимости от величины перемещения крыльев, морфологии и других характеристик, каждый из них имеет специфические подразделения и названия.

Описанию разрывов сжатия посвящено очень большое число монографий, учебников и статей. В последние десятилетия после широкомасштабного глубокого бурения в разных регионах мира и революционной смены геологической парадигмы с фиксизма на актуалистическую геодинамику, многие из этих работ устарели. Наиболее современные исследования по структурам сжатия, с учетом сбалансированности построений, проведены в США, Канаде, России и в других странах. Подавляющее большинство из них - англоязычные [Abbate, Bortolotti, Passerini, 1970; Bouler, Elliott, 1982; Dahlstrom, 1969; Elliott, 1976, 1980; Geometries..., 1988; Mitra, 1986; Suppe, 1983; Triangle Zones..., 1996; Woodward, Boyer, Suppe, 1985, 1989 и др.].

Отечественных учебников и методических руководств, отражающих современный уровень знаний по сбалансированным структурам тангенциального сжатия, не много, хотя в действующих инструкциях и методических пособиях присутствуют их элементы. Среди компактных последних русскоязычных работ по проблеме следует отметить следующие: [Гайдук, Прокопьев, 1999; Прокопьев, 1989; Соборнов, 1990; Худолей, 2005 Юдин, 1995, Юдин, Юровский, 2006 и др.]. Ниже описаны основные традиционные, новые и по-новому понимаемые структуры конвергенции в соответствии с современным уровнем структурной геологии и геодинамики.

Разрывы часто называют *«разломами»*, что, по мнению ряда тектонистов и автора, не вполне корректно. Обиходное понятие *«разломать»* подразумевает лишь один из видов разрывов, образованных при растяжении. В отличие от разрыва, термин *«разлом»* традиционно подразумевает субвертикальное падение сместителя. Однако, вертикальный сместитель *«разлома»* обычно лишь предполагается в связи с недостаточной изученностью или невозможностью определения его морфологии и кинематики. Термин как правило используют при описании разломно-блоковых моделей в концепциях фиксизма (пульсирующей или

расширяющейся Земли) с предполагаемыми субвертикальными перемещениями крыльев и блоков. Отметим, что вертикальные «разломы» не позволяют приводить в доскладчатое положение смятые и надвинутые осадочные породы, ранее залегавшие субгоризонтально, и в большинстве своем генетически и морфологически нереальны. При геологическом картировании к рисовке «разломов» прибегают, как к способу быстрого, но неоднозначного изображения структур, которые как правило не подтверждаются при последующем детальном картировании.

Понятие *глубинный разлом* употребляется для наиболее крупных, надпорядковых разрывов. Современное применение термина допустимо при наличии 4-х главных критериев выделения [Хаин, 1992; Хаин, Ломизе, 1995 и др.]. Глубинный разлом по определению должен: 1 - иметь планетарную протяженность; 2 - значительную (мантийную) глубину заложения; 3 - большую длительность активного проявления в десятки - сотни млн. лет; 4 - разделять блоки земной коры, отличающиеся по структурам, истории развития и тектоническому режиму. Всем четырем перечисленным признакам отвечают лишь надвиговые *коллизийные сuture* - швы, ограничивающие древние литосферные плиты, террейны, а также современно активные зоны конвергенции (Вадати-Заварицкого-Беньоффа). Даже раздвиги и трансформные сдвиги срединно-океанических хребтов не полностью отвечают определению, поскольку не соответствуют критерию №4 [Хаин, 1992 и др.]. Как следствие, без четкого обоснования всех четырех перечисленных критериев, термин «глубинный разлом», при геологическом картировании, использовать не рекомендуется.

Реальные перемещения крыльев разрывов нередко фиксируются и по простиранию, и по падению. Для них используют двойное название, например, *сбросо-сдвиг*, ставя на второе место название более значительного типа перемещения. Например, в сдвига-надвиге – преобладает надвиговая и подчиненная сдвиговая составляющая. Некоторые разрывы имеют более крутое залегание у поверхности и постепенно выполаживаются на глубине. Они называются *листрическими* (похожими в разрезе на совковую лопату). В случае аналогичной морфологии, этот термин используется и при описании сбросов.

При сжатии земной коры висячее крыло перемещается вверх относительно лежащего крыла. Разрыв, поверхность сместителя которого круто падает в сторону приподнятого крыла, называется *взбросом*. Пологие взбросы с углами падения сместителя менее 45° называются *надвигами* (по В.В. Белоусову, этот

угол неудачно принимался в 60°). Разрыв, с меняющимися с глубиной углами наклона сместителя, именуется *взбросо-надвигом*.

Взбросы и надвиги разделяются на *согласные* и *несогласные*. Согласные - те, у которых поверхность сместителя и слои на крыльях падают в одну сторону. Если слои и сместитель падают в разные стороны, они называются несогласными. На геологических разрезах с надвигами обычно выявляется повторение одних и тех же стратиграфических горизонтов. В надвинутом, висячем крыле, закономерно обнажаются породы, более древние, чем в лежащем крыле. Это связано с поднятием и большей денудацией аллохтона. Структура, образованная двумя падающими в противоположные стороны взбросами (или надвигами), называется *рампом*. В рампе центральная часть опущена относительно его боковых частей.

Надвиги - наиболее распространенный тип разрывов на Земле, хотя на юге Украины их выделение и трассирование многими геологами и геофизиками до сих пор считается дискуссионным и проблематичным, вплоть до полного отрицания. Надвиги редко встречаются изолированно. Они формируют современные и древние горно-складчато-надвиговые пояса, протяженностью в сотни и тысячи километров. Примерами тому - Альпы, Карпаты, Кавказ, Урал, Гималаи, Скалистые горы и другие. По результатам последних исследований, к ним относится также Крым и Донбасс. Суммарные горизонтальные амплитуды в таких сооружениях по структурным реконструкциям составляют от десятков до первых сотен километров, а по палеомагнитным данным в глобальных реконструкциях – до сотен и первых тысяч км [Юдин, 1990, 1994, 1999б, 2008 и др.].

Кроме основной системы надвигов, с падением, соответствующим наклону сутуры, в тылу коллизионного орогена часто образуются надвиги с противоположными перемещениями (рис. 1.1В). Они называются *обратными надвигами* или *ретронадвигами* (от французского ретро - обратно, назад). Такие разрывы характерны для тыловых зон орогенов, где на их автохтоне формируется тыловой прогиб. В меньших по размеру структурах ретронадвиги могут формироваться в тыловых частях фронта тектонических покровов и крупных надвигов.

В разрезе сместители большинства надвигов в осадочном комплексе имеют ступенчатую форму. Первоначально, при сжатии разрывы проходят по пластичным толщам (каменной соли, глин, углей, сланцев) и располагаются строго по слоистости. Послойный надвиг называется *флэт* (flat), *детачмент* или *деколле-*

мент. Примером регионального флэта в Крыму является пологий Подкузестовый надвиг, приуроченный к некомпетентным глинистым толщам нижнего мела [Юдин, 2000, 2011, 2012а].

Детachment в отечественной литературе принято называть более крупный региональный флэт или *базальный срыв* осадочного чехла по поверхности фундамента. При достижении критического сжатия, флэт “перескакивает” на следующий уровень вверх, образуя секущий напластования пород *смыкающий надвиг*, именуемый *рэмп* (ramp). Поскольку термин «рампы» давно и традиционно используется для структуры, состоящей из двух противоположно падающих взбросо-надвигов, применять его в другом понимании [Прокопьев, 1999; Прокопьев, 1989 и др.], в русскоязычной терминологии неправильно. Нами более 20 лет назад, был предложен созвучный и правильный по транскрипции термин «рэмп» (ramp - [ræmp]), который и рекомендуется для использования.

Совокупность флэтовых и рэмповых надвигов при разной пластичности и мощности дислоцированных толщ, создает большое разнообразие структур (рис. 1.5).

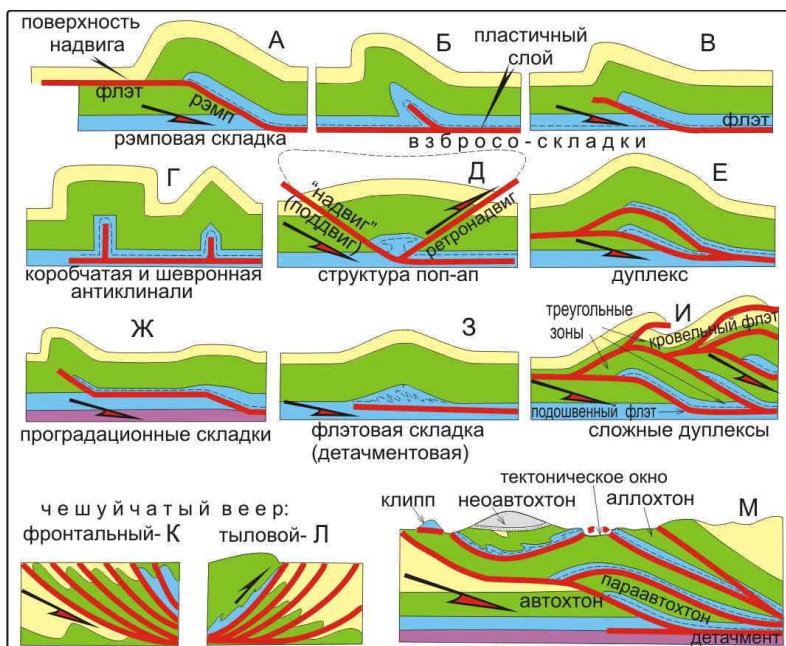


Рис. 1.5 Основные типы принадвиговых структур

Детachment может постепенно затухать на глубине, превращаясь в *слепой надвиг*. Для такого окончания характерно постепенное уменьшение интенсивности деформаций пород, а также изолированные коробчатые или гребневидные (шевронные) антиклинальные складки среди горизонтально лежащих пород и корыто-образных синклиналей (рис. 1.5 Г и З). Ширина зон развития слепых надвигов и связанных с ними локальных складок может достигать десятков километров.

Геологическое тело висячем крыле надвига, называется *аллохтоном* (в переводе с греческого - другая земля). Относительно стабильные и слабо дислоцированные комплексы пород, лежащие под самым нижним надвигом, именуются *автохтоном* (от греческого - своя земля). Подчеркнем, что в классическом понимании термина, автохтон расположен на месте своего образования и не испытывал значительных горизонтальных перемещений, а активным считался аллохтон. Однако в актуалистической геодинамике плиты перемещаются мантийными конвекционными токами. При этом активно двигаются именно автохтоны, а висячие крылья аллохтонов остаются относительно стабильными. Примерами тому – относительно стабильное положение современных островных дуг и активных окраин, тогда как пассивные окраины плит имеют значительно большие скорости абсолютного горизонтального смещения.

То есть, термины автохтон и аллохтон сохраняются в чисто традиционном и морфологическом, но не в генетическом понимании. Исключение составляют действительно активно перемещающиеся аллохтоны гравигенных покровов, а также висячие крылья ретронадвигов, имеющих падение сместителя противоположное системе коллизионной сутуры. Между аллохтоном и автохтоном обычно присутствуют дислоцированные пластины, ограниченные надвигами с относительно небольшим, до 10 км смещением. Такие тела называют *параавтохтоном* или *парааллохтоном* (рис. 1.5 М).

Комплекс осадочных пород с угловым несогласием, перекрывающий систему тектонических покровов, именуется *неоавтохтоном*. Большинство специалистов считают, что неоавтохтон фиксирует этап относительно спокойного тектонического развития (тектонопаузы) без надвигообразования и его даже локальное положение должно распространяться на значительные прилегающие территории. Однако в современных горных районах, а также в подводных аккреционных призмах, локальные параавтохтоны с угловыми несогласиями присутствуют при явно продол-

жающемся структурообразовании. Поэтому следует четко отделять локальные неоавтохтоны от региональных, которые действительно отражают окончание коллизии и геодинамического цикла Вильсона.

Локальные неоавтохтоны при последующем сжатии того же геодинамического цикла могут быть нарушены, перемещены надвигами и перекрыты следующим несогласием. В результате, при длительной и непрерывной конвергенции, с учетом миграции зоны главной складчатости от тыла к фронту складчато-надвигового сооружения, могут формироваться несколько разновозрастных неоавтохтонов. Пример тому – Горнокрымская складчато-надвиговая область. В ее западной половине локальный неоавтохтон из раннемеловых пород с четким угловым несогласием перекрывает смятый таврический флиш, а на востоке, в Двукорной бухте, - согласно залегает на верхнеюрской толще [Юдин, 2009, 2011, 2011в]. Местами он осложнен допозднемеловыми дислокациями. Региональный неоавтохтон из позднемелкайнозойских пород, в свою очередь, нарушен неоген-четвертичными надвигами и ретронадвигами, что ясно выражено в Восточном Крыму и Керченском полуострове.

Рассмотрение надвигов с позиций актуалистической геодинамики, приводит к неоднозначному пониманию ряда терминов, что требует отдельного пояснения. В зависимости от представлений об активности движения одного из крыльев и точки наблюдения, один и тот же разрыв можно называть надвигом и *поддвигом*. Как отмечено выше, автохтоны - не пассивные, а активные элементы [Руженцев, 1988, Юдин, 1994 и др.]. Поэтому, и генетически и по кинематике, большинство надвигов правильнее называть поддвигами, сформированными за счет субгоризонтально-нисходящего фрагмента ячеи конвективного тока мантии.

При изучении приповерхностных структур, глубоко денудированных складчато-надвиговых областей, непосредственному рассмотрению доступны лишь относительно тонкие фрагменты висячих крыльев надвигов. На разрезах визуально они значительно меньше лежащих крыльев. Поэтому традиционно считалось, что активным и смещенным должен быть аллохтон, так как его «легче переместить» (если не ставить вопрос об источнике структурообразования, или считать его гравигенным). Представления о главенстве гравитационного происхождения надвиговых структур Крыма, Кавказа, Урала и многих других

регионов мира, не выдерживают критики [Юдин, 1994, 2008, Тектоника..., 2009 и др.].

Тем не менее, поддвиги считаются и называются надвигами. Такое давно укоренившееся положение вряд ли возможно и необходимо менять, но следует понимать и оговаривать при использовании. Термины «надвиг», «шарьяж», «обдукция», «аллохтон», «автохтон» и др., в соответствии с геодинамической моделью и палеомагнитными реконструкциями, понимается как результат активной субдукции и поддвиг пассивной окраины плит под относительно неподвижную островную дугу или активную окраину.

То есть, активно смещаются лежащие крылья надвигов и автохтоны, а не висячие крылья и аллохтоны. Реально не Горный Крым надвигается на дно Черного моря, а его субокеаническая кора пододвигается под Крым и т.д. Современными примерами тому, являются островные дуги и активные окраины, которые менее мобильны, чем пододвигающиеся под них плиты.

Таким образом, не изменяя терминологии в дальнейшем, мы говорим надвиг – генетически подразумевая поддвиг, говорим аллохтон - подразумевая его относительную стабильность, автохтон - считая его активным и т.д. Сходные терминологические ошибки в науке встречаются не редко. Например, термин «атом» (дословно неделимый) при современном уровне знаний не называют «том», но вкладывают в него иной смысл от первоначального названия.

С выявлением надвигового строения Горного Крыма, Донбасса и Карпат стали неприемлемы многие другие традиционные и новые термины (антиклинорий, синклинорий, сектор, сегмент, глубинный разлом и др.). Использование их в новом геодинамическом понимании недопустимо, так как приводит к путанице. Вместо них, рекомендуется применять современную терминологию: «структурная зона» (подзона), «шарьяж-антиклинорий», «мегапнапный», «пластина», «чешуя» и др., а для отражения вещественных ассоциаций - формационные или литодинамические комплексы (древнего шельфа, континентального склона и т.д.). При рассмотрении таких комплексов и их эволюции, исчезает необходимость применения спорной и неоднозначной в понимании терминологии устаревшей геосинклинальной концепции.

Шарьяж (тектонический покров, напп) в отечественном и зарубежном понимании обозначает крупную, в основном цельную, многокилометровую аллохтонную тектоническую

пластину пород, перемещенную по пологому надвигу, на расстояние в десятки и даже сотни километров. Совокупность покровов и надвигов именуется покровно-надвиговой системой. Передовая, фронтальная ее часть называется *форланд*, тыловая внутренняя – *хинтерланд*. Область, из которой произошли тектонические покровы, именуется зоной *корней покровов*. Она выражена сравнительно узкой полосой очень интенсивно деформированных, меланжированных и динамометаморфизованных пород. Определение места зоны корней покрова, является весьма важной задачей, от решения которой зависит правильность всей геодинамической модели региона и самой геологической карты.

По строению разделяются шарьяжи первого и второго рода. *Тектонический покров первого рода* – это гигантская лежащая принадвиговая складка, перемещенная более чем на 10-20 км. Классическим примером тому считаются Альпы (**рис. 1.6**).

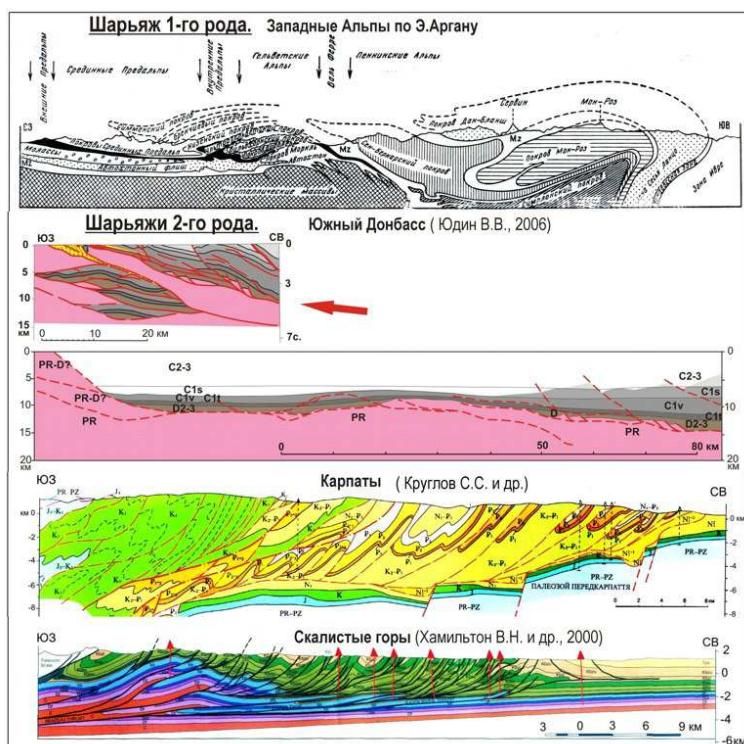


Рис. 1.6. Структурные типы шарьяжей

Шарьяж второго рода понимается, как пластина, с площадью от десятков до нескольких тысяч квадратных километров, перемещенная на расстояние до 50-100 км и более. Пример: Карпаты, Скалистые горы, Урал, Донбасс и др. (рис. 1.6). Пластины в них состоят из более мелких чешуй-дуплексов, опрокинутых принадвиговых складок, надвиговых меланжей и других дислокаций тангенциального сжатия, сложенных иными формациями, чем автохтон. Применение термина шарьяж к маломплитудным пологим надвигам некорректно.

Внутреннее строение тектонических покровов очень сложное, с многочисленными надвигами, формирующими серию тектонических пластин и лежащих складок. Если несколько крупных аллохтонов надвинуты друг на друга, то надвиг, ограничивающий их снизу, называется *надвигом подошвы*, а ограничивающий сверху – *надвигом кровли*. Часто разрывы образуют параллельные или субпараллельные системы, напоминающие в разрезе чешую рыбы и называемые *тектоническими чешуями*.

Чешуйчатый веер состоит из серии чешуй, связанных только подошвенным надвигом (рис. 1.5 К, Л). Каждый надвиг здесь повторяет размер и форму соседнего и пластины перекрывают друг друга, как черепица. Надвиги имеют листрическую форму, соединяются с подошвенным срывом и расщепляются вверх, как полуткрытый веер. С приближением к поверхности, углы падения надвигов обычно увеличиваются. Различают чешуйчатые веера слепые, полностью расположенные на глубине, и вскрытые денудацией. В зависимости от положения в коллизионном орогене, разделяются *фронтальные* (ведущие) и *тыловые* (ведомые) *чешуйчатые веера* (рис. 1.5 К, Л).

Внутри тектонического покрова надвиги в разрезе иногда имеют S-образную форму, ограничивая чешуи, называемые *дуплексами* (рис. 1.5 Е, И). Они состоят из серии сдвоенных чешуй, связанных не только подошвенным, но и кровельным надвигами. На глубине надвиги дуплексов объединяются в единый субгоризонтальный разрыв, приуроченный к пластичной толще основания осадочного чехла на границе с жесткими породами фундамента.

На геологической карте чешуйчатый веер выглядит как серия субпараллельных надвигов с повторением одних и тех же пород в висячем и лежащем крыльях. Разрывы имеют сложную форму с разветвлениями и соединяются под небольшими углами. Перпендикулярные сочленения надвигов отсутствуют или встре-

чаются редко при больших амплитудах перемещения с разворотом чешуй.

Каждая чешуя представляет собой рэмповую складку, со всех сторон ограниченную надвигами. Такие чешуи иногда называют *структурами конского хвоста*, или *хорсами*, которые противопоставляются *имбрикейтам* - чешуям, слагающим чешуйчатый веер. В отличие от чешуйчатых вееров, дуплексы формируются только на глубине. Однако они могут быть вскрыты на поверхности в результате денудации. Различаются дуплексы в лежащем и в висящем крыле, во фронтальной и тыловой зонах, стогообразные в ядре рамповой антиклинали и другие.

Фронт шарьяжей обычно характеризуется более значительным эрозионным срезом, чем его тыловая часть. При размыве могут сохраняться *тектонические останцы*, *клиппены* или *клипы* (рис. 1.5 М.). В плане они выглядят как редкие выходы относительно древних пород, располагающихся гипсометрически выше молодых. В самом аллохтоне эрозия может локально промыть *тектонические окна*, в которых обнажаются породы поднадвига (рис. 1.5-М). На картах они выглядят как редкие выходы относительно молодых пород, располагающихся при нормальном залегании гипсометрически ниже более древних образований.

Сместитель в основании шарьяжа обычно волнистый и характеризуется наиболее интенсивными дислокациями вплоть до полного меланжирования пород. Формирование покровов объясняется сдиранием при субдукции и коллизии с фундамента ранее горизонтально залегающих пород осадочного чехла. Без выделения такого срыва построение сбалансированной модели, допускающей доскладчатую реконструкцию, практически невозможно.

Треугольные зоны формируются во фронтальной части покровов, когда надвиг кровли соединяется с надвигом подошвы. При этом образуется погребенное и сужающееся окончание пластины, которое называют *клиновидные*, *треугольные*, *триангулярные* (triangle) структуры или *вдвиги* (рис. 1.5 И). Они относятся к отдельному классу надвиговых структур наряду с чешуйчатыми веерами и дуплексами. Треугольные зоны также могут быть образованы ретронадвигами в тыловых зонах.

Главный элемент треугольной системы - вдвиговой клин, ограниченный снизу детачментом, а сверху ныряющим надвигом. У фронта вдвига такой ретронадвиг сливается с детачментом. Во многих моделях считается, что в точке их схождения горизонтальное перемещение равно нулю. По нашему мнению, физически и геометрически это невозможно без продолжения детачмента да-

лее по флэту. Реальность узкого «лезвия» активного вдвигового клина, состоящего из сходных по компетентности пород, представляется сомнительной и вызывает трудности при палинспастической реконструкции. Треугольные зоны выявлены во многих регионах (Северном Предкавказье, Приуралье, Скалистых горах, Предзагросском прогибе и др.). Амплитуда вклинивания (от начала ретронадвиг до его выхода на поверхность) обычно составляет несколько километров. В предгорьях Гималаев известны вклинивания с амплитудой до нескольких десятков километров.

Интерпретация вдвигов имеет большое значение при поисках нефтегазовых ловушек. Реальность их существования подтверждается не только хорошо известными структурами, моделированием, но и наблюдениями обнажений тонкослоистых дислоцированных пород.

Структуры поп-ап. В переводе с английского "pop-up" означает "выпалкивание кверху" или "неожиданно появиться". Они создаются главной, фронтальной системой надвигов и тыловыми ретронадвигами встречного падения (рис. 1.1-В, 1.5-Д). Тот же термин поп-ап используется для обозначения морфологически сходных структур сжатия вдоль крупных сдвигов.

Следует различать рассматриваемую систему надвиг - ретронадвиг от триангулярных зон вдвигов, которые внешне иногда сходны по морфологии, но слагаются флэтом и ныряющим надвигом в системе дуплексов. Системы ретронадвигов формируются почти одновременно с фронтальными, что подтверждается геологическими данными и аналоговым моделированием. Поэтому к структурам поп-ап нельзя относить по-разному наклоненные коллизийные сутуры, шарьяжи и надвиги, сформированные, в разные тектонические эпохи (позднепалеозойский, мезозойский и др.).

Общее дивергентное строение имеют многие горно-складчато-надвиговые пояса мира. Примерами тому - Альпы, Аппенины, Пиренеи, Карпаты, Кордильеры и Скалистые горы Северной Америки, Анды и Кордильеры Южной Америки, Гималаи, Пай-Хой, Поднятие Чернышева в Северном Приуралье, Донбасс, Кавказ, Крым и др. [Хаин, 1973, 2001; Юдин, 1994, 2001, 2003, 2009а, 2010а и др.].

Аналогичные структуры дивергентного строения меньшего размера, часто приурочены к фронтальным частям высокоамплитудных надвигов. В разрезе асимметричные аллохтонные фронтальные и тыловые принадвиговые антиклинали или чешуи формируют своеобразный "тектонический бантик". Обычно в их яд-

рах выходят более древние породы, а в разделяющей их синклинали - сохраняются более молодые. В крупных морфологически дивергентных горно-складчатых поясах синклинальное погружение в полосе смены асимметрии складок может отсутствовать и на его месте располагаться поднятие с выходом древних пород. Сходная картина нередко отмечается и в мелких аналогах, что наблюдается в обнажениях. Поп-ап уверенно выявляются по материалам сейсморазведки в современных сбалансированных моделях строения разных регионов мира.

На Украине структуры поп-ап выявлены в Донбассе [Юдин, 2003, 2006] и в Крымско-Черноморском регионе [Юдин, 2001, 2008, 2009а, 2010а, 2011]. Ранее общая тектоническая структура Донбасса интерпретировалась как "синклинорий" [Пастухов и др., 1993], а Горного Крыма - как "мегантклинорий" [Геология..., 1969]. Однако, по определению терминов, это крупные складки, осложненные более мелкими. При детальном изучении выяснено, что общая структура Крыма и Донбасса не вполне отвечает критериям выделения антиклинорий и синклинорий из-за отсутствия перегиба и второго крыла.

С выявлением надвигового строения Горного Крыма стали использоваться понятия структурного мобилизма - "шарьяж-антиклинорий", "меганпнорий" и другие. Модели принципиально различались в понимании положения корневых зон шарьяжей и основывались на абсолютизации южного или наоборот северного падения надвигов с соответствующей им асимметрией складок при общем моновергентном строении района.

При составлении детальных тектонотипических разрезов Крыма и Керченского полуострова с прилегающими акваториями Черного и Азовского морей было выявлено дивергентное строение кайнозойских надвиговых структур [Юдин, 2008, 2009 б, 2010 а, 2011]. Основные фронтальные надвиги в регионе имеют закономерное северное падение и южную асимметрию при надвиговых складок, вызванную поддвигом субокеанической коры Черного моря под Крым. Во фронтальных зонах аллохтоны иногда осложнены мелкими ретронадвигами со структурами поп-ап, размерами до первых километров.

Вдоль всего северного склона Главной гряды гор выделен региональный Мраморный ретронадвиг южного наклона с асимметричными складками северной вергентности. Он прослежен от м. Фиолент до Старого Крыма, где разветвляется на Феодосийский и Южноазовский ретронадвиги. Последний определяет

смену асимметрии структур Керченского поп-ап и прослеживается на Тамань. Севернее локальные ретронадвиги южного наклонa развиты в Равнинном Крыму, а также в акваториях Черного и Азовского морей (Голицынский, Главный Азовский и другие).

Аналогичная дивергентная структура поп-ап выявлена восточнее по простиранию от Крыма, на Кавказе и западнее в Карпатах. Таким образом, кайнозойские структуры Крымско-Черноморского региона в целом имеют дивергентное строение. Оно создано главными фронтальными надвигами и тыловыми ретронадвигами в структурах поп-ап [Юдин, 2010 а].

Принадвиговые складки имеют очень большое морфологическое разнообразие и генетически образуются разными способами. Важнейшее их свойство – сокращение поверхности первоначальной зоны осадконакопления при горизонтальном сжатии. При распрямлении складок мы неизбежно сталкиваемся с парадоксом «дефицита» поверхности ниже лежащих комплексов (от осадочных пород и фундамента до основания земной коры). Без ответа на вопрос: на чем при осадконакоплении лежали ныне смятые осадочные породы, невозможно правильно интерпретировать и отражать дислокации в плане и в разрезе.

Решение проблемы «дефицита основания» заключается в определении генезиса дислокаций. Большинство складок формируется при смещении по эндогенным взбросо-надвигам и легко объясняется во всем своем многообразии (рис. 1.5). Недостаток поверхности ниже лежащих комплексов, достигающий в сумме многих тысяч квадратных километров, невозможно объяснить без субдукции и поддвига автохтона на значительное расстояние. В случае экзогенного происхождения складок (при гравитационном оползании и галокинезе) палинспастическая реконструкция затрудняется хаотичностью дислокаций, но также может быть вполне доказательной.

Связь практически всех эндогенных складок с разнотипными надвигами, определяет соподчиненность их простираний. Мнение, что складки первичны и лишь нарушаются разрывами – несостоятельно. Это становится очевидным и при палинспастической реконструкции и в экспериментах. Многообразие дизъюнктивно-пликативных форм (*дизпликатов*) сводится к трем типам: это складки срыва, взбросо-складки и рэмповые складки изгиба.

Складки срыва формируются при наличии в разрезе пластичных слоев, по которым проходит или заканчивается детачмент. Тектонотипом таких структур являются коробчатые и шевроновые

складки (рис. 1.5 Г). На окончании послойного срыва могут формироваться бескорневые флэтовые складки (рис. 1.5 З).

Взбросо-складки образуются при разнотипном затухании рэмпа. Край надвига, в котором горизонтальное перемещение равно нулю, называется *линией затухания надвига*. Амплитуда разрыва уменьшается к участку затухания за счет образования складки. Как правило, такие антиклинали асимметричные, с крутыми фронтальными и более пологими тыловыми крыльями. При сильном сжатии они превращаются в изоклинальные, лежащие и ныряющие. Пережим ядра во взбросо-складках свидетельствует о положении первичного послойного срыва, по которому они формировались.

Рэмповые складки образуются при “перескоке” надвига с одного субпластового срыва на другой (рис. 1.5 А). В отличие от взбросо-складок, рэмповые складки более симметричные. Секущие слоистость надвига могут выходить на поверхность, формируя весьма интенсивные, до лежащих и ныряющих складки тангенциального сжатия. При встречно падающих надвигах и ретронадвигах, образуются структуры «тектонического бантика» или *pop-an* (рис. 1.5 Д).

Перечисленные разновидности складок обычно деформируются при последующем надвиге-образовании, либо образуют совместные комбинации. Например, на одном надвиге при его проградации могут формироваться серии разных *проградационных рэмповых складок* (рис. 1.5 Ж). Взбросо-складка может трансформироваться в рэмповую и наоборот. Рассмотренные основные типы дизплектов не ограничивают их комбинаций и вариантов, образованных на разных стадиях развития. Размеры их могут быть от сантиметров до многих километров.

Закономерности строения надвиговых поясов эмпирически установлены во многих хорошо изученных регионах мира и приведены в большом числе публикаций. Они используются как руководящие при рассмотрении слабо изученных надвиговых систем. Классические закономерности строения коллизионных орогенов (Урал, Карпаты, Скалистые горы и др.), образованных при схождении крупных литосферных плит, могут несколько отличаться от таковых при коллизии островная дуга – континент (Горный Крым, Кавказ), а также при сжатии крупных авлакогенов (Донбасс). Поэтому при изучении конкретного района необходимо не буквально переносить ниже приведенные закономерности, а учитывать специфику геодинамики региона. Провероч-

ным критерием правильности построений является возможность палинспастической реконструкции.

Основные закономерности строения коллизионных орогенов и зон конвергенции сводятся к следующему.

1. Надвиги и взбросы являются главным элементом строения, определяющим положение и морфологию складок разных типов и размеров. Без них формирование пликативных дислокаций возможно лишь за счет гравигенных процессов. В надвигах может присутствовать сдвиговая составляющая.

2. В коллизионном орогене обычно активно-окраинные или островодужные комплексы надвинуты на абиссально-батиальные, абиссально-батиальные - на пассивно-окраинные шельфовые. Последние, в свою очередь, стратиграфически частично перекрыты молассами передового прогиба. Генетически, этот ряд отражает закономерную, длительную конвергенцию от субдукции до коллизии, с поддвижением пассивной окраины под активную.

3. Сиалический фундамент пассивной окраины нередко прослеживается под надвиговый пояс в почти ненарушенном виде (Скалистые горы), хотя в ряде регионов он значительно деформирован (Урал). Дислокации сжатия в основном формируются за счет скучивания осадочного комплекса. Автохтон, как правило, представляет собой пологую моноклираль, погружающуюся в сторону горно-складчатого сооружения. Иногда в его основании фиксируются малоамплитудные доскладчатые сбросы, которые не смещают детачмент. Они связаны с рифтогенным этапом формирования пассивной окраины. На этапе конвергенции вдоль инверсированных сбросов могут формироваться линейные надвиговые структуры.

4. В разрезе все надвиги на глубине закономерно соединяются с детачментом, а затем - с коллизионной сутурой, без чего невозможно проведение палинспастической реконструкции, доказывающей геометрическую реальность модели.

5. От фронта к тыловой части аллохтона его сместитель переходит на все более древние стратиграфические горизонты, формируя клиновидную в разрезе форму покровно-надвиговой системы. Слои автохтона погружаются плавно, моноклиально или ступенеобразно по системе флэтов-рэмпов.

6. Аллохтоны высокоамплитудных надвигов обычно сложены более древними и более дислоцированными породами, чем автохтоны. Фронт аллохтона гипсометрически приподнят и более денудирован относительно автохтона, что обычно выражается в

рельефе, возрасте выходящих пород и в синхронном конвергенции осадконакоплении. Степень преобразования пород в поднадвиге меньше, чем во фронтальной части, что важно при поисках углеводородов.

7. Фронтальные надвиги у поверхности обычно положе, чем на глубине. В тылу крупных надвигов и надвиговых систем нередко формируются ретронадвиги обратного падения, образуя разнопорядковые структуры поп-ап.

8. Крупные надвиги в разрезах пассивно-окраинных комплексов имеют ступенчатую траекторию, состоящую из послонных срывов (флэтов) и секущих напластования надвигов (рэмпов). Протяженные флэты и detachments приурочены к некомпетентным толщам стратиграфического разреза (эвапориты, соли, глины, угли, сланцы). Поэтому перед составлением геологической карты рекомендуется построение модели возможной тектонической расслоенности разреза.

9. Сместители рэмпов обычно параллельны слоистости висячем крыле и срезают ее в лежащем крыле.

10. Суммарная горизонтальная амплитуда перемещений системы надвигов и каждого в отдельности, по простиранию пояса выдержана. Она может меняться не резко, а лишь постепенно.

11. В плане надвиги не могут быть короткими, перпендикулярными простиранию орогена или пересекаться под большими углами. Обычно они продольные, дугообразные или волнистые с учетом рельефа, разветвляются или располагаются кулисообразно, что обусловлено их значительной амплитудой.

12. Складки формируются при смещении по послонным и секущим надвигам. В тонких тектонических пластинах и в некомпетентных породах они сложнее, чем в толстых и компетентных. Шарниры линейных и брахискладок ориентированы вдоль простирания надвигов и слабо ундулируют. Исключением могут быть надвиги с существенной сдвиговой составляющей, вдоль которых фиксируется диагональное положение брахискладок со значительной ундуляцией шарниров.

13. Возраст надвигов во фронтальной зоне обычно моложе, чем в тыловой. Эта закономерность известна как “проградация или миграция складчатости” на пассивную окраину плиты. Она выявлена во многих складчато-надвиговых поясах и объясняется длительным и последовательным поддвиганием пассивной окраины в зону конвергенции.

Возраст надвиговых структур и период их формирования определяется шестью основными методами.

1. Надвиги моложе самых молодых пород, нарушенных поверхностью сместителя, но древнее наиболее древних пород, не вовлеченных в перемещение. Такое правило определяет возраст лишь самого последнего перемещения, но не позволяет выявить всей длительности и истории надвигообразования. Кроме того, фронтальные части аллохтонов часто глубоко эродированы, что создает слишком большой интервал времени формирования.

2. Допустимо датирование надвигов по анализу времени формирования структур нарушенных или ненарушенных ими.

3. При перемещении крыльев, в сместителе разрывов происходит разогрев и создается аномальное давление. Это приводит к динамокатагенезу и динамометаморфизму с новообразованием хлорита, серицита и других минералов. По ним разными изотопными методами можно определять абсолютный возраст последнего активного движения [Юдин, 1982]. Для анализа с зеркал скольжения отбираются новообразованные минералы. Можно также использовать глинку трения и рудные минералы из жил, явно опережающих надвиг [Юдин, 1994].

4. Большое значение для определения возраста и длительности надвигообразования имеет изучение и датирование пород галек моласс прилегающего передового или тылового прогибов, которые содержат продукты размыва аллохтонов. Поскольку для формирования молассы необходим размыв крупной горной надвиговой системы, справедливо считается, что формирование надвигов синхронно образованию молассовой толщи. С окончанием конвергенции ороген денудировается и молассы не формируются.

5. Возраст и длительность проявления надвигов можно оценить при анализе матрикса и состава олистолитов в олистостромах. Гравигенный хаотический комплекс также формируется одновременно с образованием рельефа, созданного за счет вертикальной составляющей надвигов и шарьяжей. Примерами тому - кайнозойские олистостромы Крыма, описанные в главе 3.

6. Формирование надвигов, особенно в подводных условиях, часто происходит синхронно с осадконакоплением. Во фронте аллохтона происходит поднятие с уменьшением мощности толщ или образуется локальный стратиграфический перерыв, вплоть до углового несогласия. В прилегающем автохтоне наоборот, происходит увеличение мощности синхронных надвигу отложений. При анализе сейсморазведочных профилей это позволяет не только четко датировать разрыв, но и судить о длительности формирования и о этапах его активности. Примеры комплексного датирования всеми перечисленными методами уральских и пай-

хойских надвигов приведены в монографиях [Юдин, 1994, Тимо-нин, Юдин, Беляев, 2004 и др.].

Признаки выделения шарьяжных структур разделяются на стратиграфические, структурные и формационные. К стратиграфическим признакам относится наличие в нормальном залегании древних пород, расположенных выше, чем молодые. Структурные признаки заключаются в присутствии меланжей, интенсивно сжатых, опрокинутых и ныряющих складок, а также в резком отличии морфологии структур выше- и ниже залегающих комплексов, в наличии крупных послонных срывов и детачмента, в несоответствии и утыкании простираний структур в выше- и ниже расположенных комплексах. Важным критерием выделения считается наличие более сложной дислоцированности тангенциального сжатия в верхнем комплексе при ее уменьшении или отсутствии в нижнем. При обратной закономерности, аллохтон формируется при гравигенном сползании и представляет собой олистоупак олистоустомы, как например, в Горном Крыму. Формационные признаки шарьяжей заключаются в наличии резких контактов между разнотипными разновозрастными формациями, отсутствующими в современных актуалистических аналогах. Примеры тому - совмещение батияльного флиша, абиссальных радиоляритов и шельфовых известняков или совмещение формаций мелководного и глубоководного, океанического происхождения.

Сдвиги в покровно-надвиговых сооружениях известны более 100 лет. Наиболее известные из них – Сан-Андреас в Калифорнии, Северо-Анатолийский в Турции, Грейт-Глен в Шотландии, Таласо-Ферганский в Средней Азии. Присутствуют они и в Горном Крыму. Чистые сдвиги имеют круто наклоненный сместитель и прямолинейную в плане форму. Чаше они составляют единую зону с надвигами и именуется сдвиго-надвигами. По кинематике сдвиги делятся на *правые* и *левые*, что определяется по направлению перемещения противоположного крыла, по зеркалам скольжения и по асимметрии приазрывных складок с круто падающими шарнирами. Другим важным методом определения типа и амплитуды сдвига, является латеральное смещение единого геологического тела в крыльях (например, интрузивного массива или древних структурных комплексов).

Считается, что наиболее крупные сдвиги имеют глубинное заложение и рассекают осадочный чехол, кристаллический фундамент, а в некоторых случаях и всю литосферу. Сдвиговые перемещения происходят не в одной плоскости, а зонах, толщина

которой может достигать 10 км, а амплитуды - десятков км. В средней части разрыва амплитуда смещения больше и постепенно уменьшается к окончаниям, расщепляясь на серию кулисообразных разрывов низшего порядка, образуя в плане *структуры конского хвоста*. Зона сместителя крупных нарушений нередко выполнена меланжем, толщиной до первых километров.

При расщеплении главной зоны сдвига на несколько разрывов, могут возникать области растяжения с понижением рельефа, заполняемым осадками. Такие депрессии вдоль сдвиговой зоны называются *пулл-апарт*. Очень крупные глубокие ромбовидные в плане отрицательные структуры пулл-апартов именуются *ромбохазмами*. В других участках вдоль сместителя возникают области сжатия с положительным рельефом, которые называются *сдвиговым поп-ап*. Оба типа структур осложнены более мелкими сдвигами, имеющими искривленную форму и ограничивающими линзовидные блоки. По аналогии с надвиговыми системами, эти линзовидные блоки также называют *дуплексами*.

Процесс сдвига со сжатием именуется *транспрессия*, а сдвига с растяжением – *транстенсия*. Структуры транспрессии и транстенсии имеют ряд отличительных особенностей. Наиболее важные из них следующие:

1. В зоне транспрессии разрывы представлены сдвиго-надвигами, сформированными в условиях сжатия, а в зоне транстенсии – сдвиго-сбросами растяжения;
2. Для центральной части зон транспрессии характерно утолщение коры и поднятие, а в центральной части зон транстенсии - утонение коры и прогибание;
3. В зонах транспрессии надвиги и складки образуют небольшой угол с главным разрывом, а в зонах транстенсии – наоборот;

Новая терминология при изучении складчато-надвиговых структур – не мода или исключение из ранее картируемых дислокаций. Такие структуры четко выражены в малых структурных формах (**рис. 1.7 А**) и в строении надвиговых систем по материалам современной сейсморазведке (**рис. 1.7 Б**)

В экспериментальных аналоговых моделях, при поддвигании ее основы, формируются структуры того же типа (**рис. 1.7 В**). Подобие больших и малых надвиговых форм, а также их сходство в разных регионах мира позволяет распознавать их в регионах, где они были неизвестны.

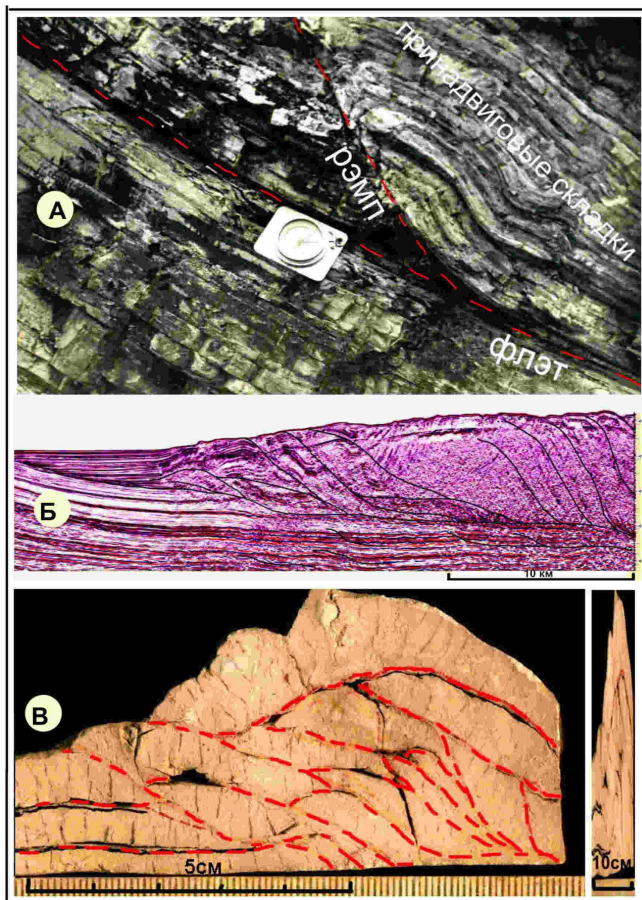
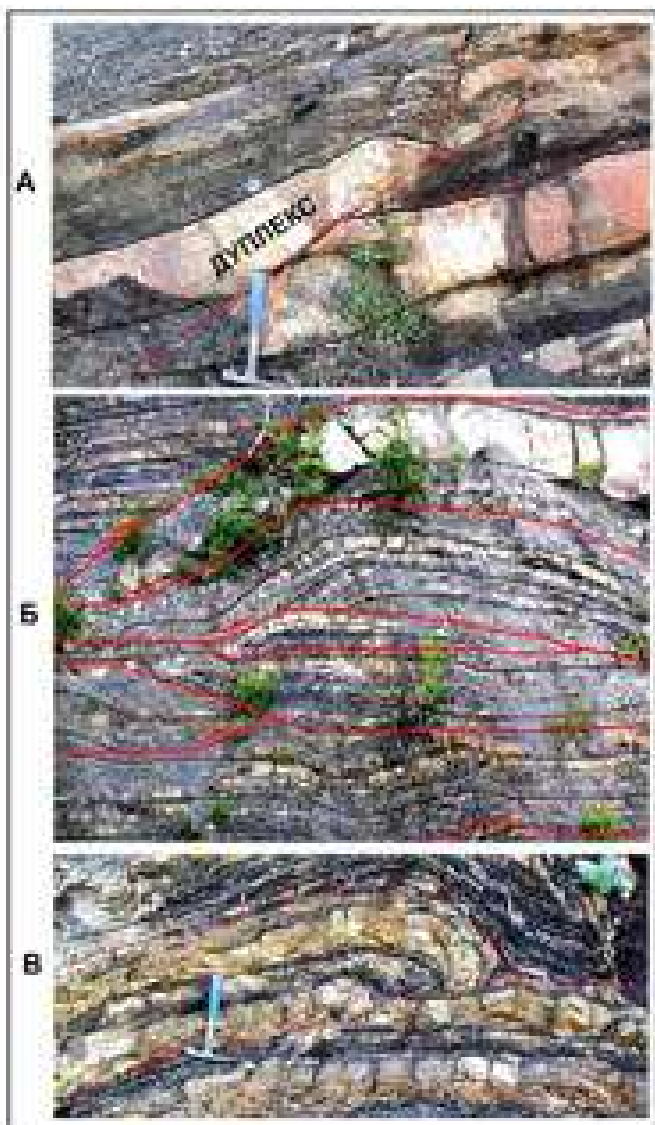


Рис. 1.7. Модели формирования надвиговой системы: А – натуральный объект, Б – сейсмический профиль, В – экспериментальный объект из глины

В Горном Крыму ныряющие надвиги, дуплексы и треугольные зоны выявлены нами в обнажениях таврической серии (рис. 1.8). Приведенная выше терминология четко отражается и в других конкретных объектах. На фото (рис. 1.9 А, В) можно видеть полную аналогию с обобщенными моделями на (рис. 1.5). Здесь же показано соотношение притертого сместителя надвига, переходящего в меланжированную зону, что фиксируется и в более крупных тектонических объектах.



*Рис. 1.8. Дуплексы и триангулярные зоны в обнажениях
Горного Крыма у сел Лазурное и Рыбачье*

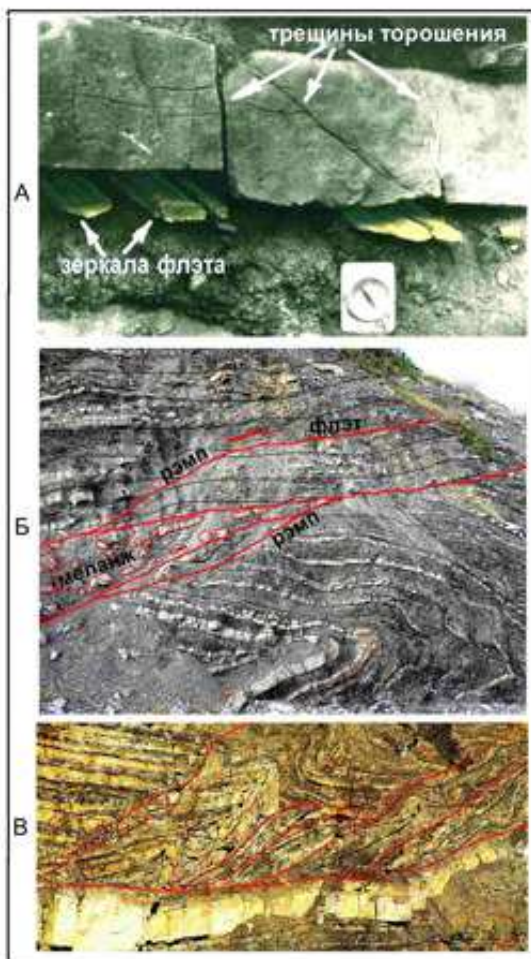


Рис. 1.9. Надвиговые структуры на примере объектов Горного Крыма

На фото (рис. 1.9 А) отражено соотношение диаклазов и малоамплитудных сбросов торшения в пласте песчаника. В подошве пласта и в подстилающих глинах видны крупные двусторонние зеркала скольжения из белого мультикальцита. По ним происходило послойное надвиговое перемещение со значительно большей амплитудой, чем в диаклазах. Этот объект показывает прин-

ципиальную ошибку при геологической съемке Горного Крыма с позиций разломно-блоковой модели, когда системы малоамплитудных трещин и сбросов торшения в аллохтонах надвигов и в олистолитах картировались, как крутые «разломы» и сбросы противоречивого положения и простиранья.

Шарьяжное строение Горного Крыма остро дискутируется 30 лет, начиная с работ Ю.В. Казанцева, который в своей монографии впервые показал надвиговое строение региона [Казанцев, 1982]. Многие геологи и геофизики считали и до сих пор считают, что здесь нет, и не может быть существенных тангенциальных перемещений. За последние годы положение существенно изменилось. Независимыми исследователями разных организаций и стран были выявлены и подтверждены сложные структуры тангенциального сжатия. В настоящее время шарьяжное строение Горного Крыма либо отрицается совсем,

либо принимается по отдельным признакам и исходя из общего сходства строения Горного Крыма с шарьяжами Карпат и Кавказа и других складчато-надвиговых областей.

Для Горного Крыма разработаны три основные структурные модели. Первая, по Ю.В. Казанцеву, с положением корней шарьяжей на юге в Черном море, что принято тектонистами Львовского отделения УкрГГРИ [Тектоническая карта..., 2008 и др.]. Согласно второй модели корневая зона шарьяжей располагается на севере, в Предгорной сутуре [Юдин, 1995, 2000, 2008 и др.]. Как следствие, представления о вергентности структур, о наклоне надвигов, о направлении перемещения аллохтонных пластин и их фрагментов, были диаметрально противоположными. В третьей группе моделей, наличие тектонических покровов просто констатируется, без объяснения положения корневой зоны. При этом к шарьяжам ошибочно относятся малоамплитудные надвиги, олистолиты Горнокрымской олистостромы и другие объекты, не отвечающие определению термина.

Выделение шарьяжей в Крыму доказывается наличием весьма специфических структур тангенциального сжатия. В первую очередь, к ним относятся мощные региональные надвиговые меланжи [Юдин, 1993, 1996 б, 1998, 2001, 2008, 2011 и др.]. В районе выделены многочисленные мелкие, очень интенсивно сжатые складки и надвиги, однозначно распознаваемые в обнажениях. Отмечается резкое несоответствие расположения в плане разновозрастных литодинамических комплексов мезозоя. Особенно четко оно выражено в юрско-меловых формациях, разделенных пологими тектоническими контактами. Признаком шарьяжного строения

являются очень разные палеошироты мезозойских геологических объектов Горного и Равнинного Крыма, по результатам многочисленных и независимых палеомагнитных исследований, суммированных в работе [Юдин, 2008]. Они доказывают огромные, 1.5-2 тыс. км амплитуды ныне совмещенных по шарьяжам литодинамических комплексов.

Как следует из определения шарьяжа первого рода, важным признаком его выделения являются очень сильно сжатые принадавиговые лежачие и ныряющие складки с дважды и трижды опрокинутыми крыльями. При детальном изучении интенсивных дислокаций пород таврической серии, в разных участках Горного Крыма выявлены сложные складки в уже опрокинутых крыльях лежачих принадавиговых антиклиналей [Юдин, 2007, 2010, 2011], (рис. 1.10 А).

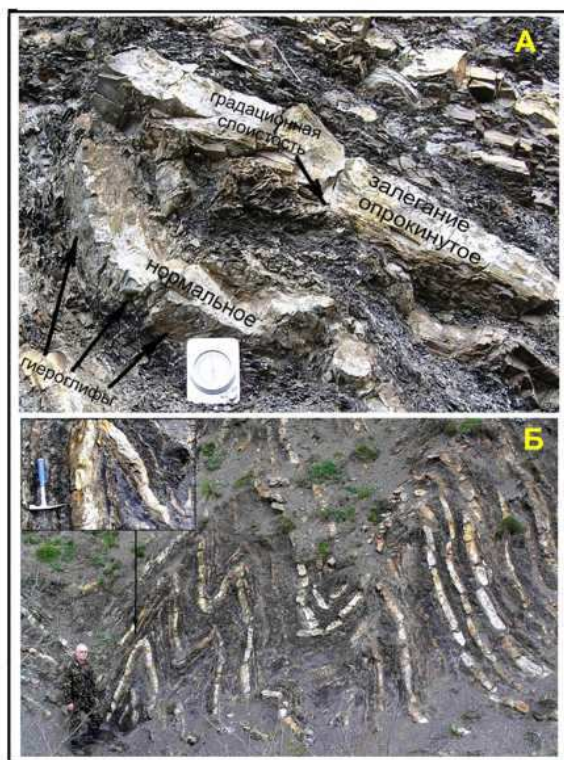


Рис. 1.10. Антиформы и синформы на р. Бодрак

Как видно на фото в нижнем крыле изоклиальной складки, где залегание пластов должно быть опрокинутым, по гироглифам и градационной слоистости оно четко определяется как нормальное. В верхнем крыле по тем же признакам залегание опрокинутое, хотя в обычных складках должно быть нормальным. Такие парадоксальные соотношения кровли-подошвы пласта возможны только при сложном смятии лежащего крыла опрокинутых шарьяжных структур. В другом случае (рис. 1.10 Б), во внешне нормальных складках фиксируется опрокинутое залегание пород в обоих крыльях и в своде. Ранее, без анализа кровли-подошвы, такие складки считались обычными и пропускались из-за визуальной простоты строения.

Терминология для столь экзотических структур разработана слабо. Первоначально еще А. Гейм (1878 г) различал два типа складок. Первые - истинные антиклинали и синклинали с нормальной стратиграфической последовательностью пород в крыльях. В противоположность нормальным складкам, им выделялись - *антиформы и синформы*, в которых стратиграфическая последовательность пластов была или не выяснена, или обратная, из-за опрокинутого залегания. Использование указанных терминов в публикациях часто путается. Другим вариантом обозначения мелких складок в опрокинутых крыльях более крупных, было двойное название. Например, *антиформная антиклиналь, антиформная синклиналь* и т.д.

Иногда, для обозначения дважды опрокинутых и ныряющих складок применяется термин *ложная антиклиналь или синклиналь*. Лежачие изоклиальные складки с пологими шарнирами назывались нейтральными антиклиналями или синклиналями, что дублировало название сдвиговых структур с вертикальными шарнирами. Для лежачих складок с дважды и трижды опрокинутыми крыльями однозначная терминология отсутствует и приходится приводить пространное письменное описание структур с модельным изображением объекта.

В Горном Крыму дважды опрокинутые складки, сложенные флишем таврической серии, впервые выявлены нами в 1995 году в бассейне р. Ворон. Впоследствии их аналоги были обнаружены во многих местах Горного Крыма близ Алушты и м. Плака, на р. Бодрак, в овраге Тапшан-Гя, в клифах восточнее с. Малореченское, западнее и восточнее с. Рыбачье, западнее мыса Чобан-Калле (Башенного), под г. Кафель и др. [Юдин, 2007, 2010, 2011]. Кратности сжатия структур составляют 3-5. Складки имеют не оползневое, а явно эндогенное происхождение (рис. 1.10). Об этом сви-

детельствует наличие в них новообразованных гидротермальных минералов (кварца, алушита, цеолитов и др.), а также концентрический тип строения, при котором мощности песчаников в крыльях и в ядрах складок не изменяются.

Антиформы и синформы являются важным признаком шарьяжного строения Горного Крыма. По степени сжатия, они иногда превосходят известные аналоги в других складчато-надвиговых областях мира. Сложно построенные надвиговые и шарьяжные структуры выявлены не только в Крыму, но и в Южном Донбассе [Юдин, 2002, 2003, 2004, 2005б, 2006].

Шарьяжные складки хорошо выявляются только при составлении детальных разрезов, расположенных в крест простирания структур при максимальной обнаженности пород и применении метода телескопического приближения к объекту (матрешки). Изучение их традиционными наблюдениями в отдельных точках совершенно неэффективно. Правильное понимание строения возможно при непрерывном и максимально детальном изучении структур в полосах вдоль хорошо обнаженных долин рек, оврагов и морских береговых клифов. Серия таких разрезов позволяет трассировать структуры по простиранию и отражать на геологической карте [Юдин, 2009, 2011].

Новые элементы залегания на геологических картах
Крупные шарьяжи выделены и описаны во многих регионах мира [Ажгирей, 1977, Спенсер, 1981, Беллостоцкий, 1978 и др.]. Они показаны на разрезах, но в плане, на геологических картах, не отражали всех возможных элементов залегания. Принцип подобия больших и малых тектонических форм позволяет считать такие элементы универсальными независимо от размеров структур.

С переходом от среднемасштабного геологического картирования к крупномасштабному и детальному, появляется необходимость правильно отражать все сложные структуры тангенциального сжатия в плане. На картах масштаба 1:200000 допускалось показывать обобщенные и нередко случайные элементы залегания. При съемках м-ба 1:50000 и детальнее, в условиях сложной дислоцированности, нередко даже на небольших участках обнажений углы наклона пород могут изменяться на 90°, 180° и даже 360°. Такие структуры важно отражать не только в разрезе, но и в плане.

Как известно, при геологических съемках во всех странах мира на картах используются четыре унифицированных обозначения элементов залегания пластов. Они отражены в инструкциях и требованиях к оформлению геологических карт. На верхней

части **рисунка 1.11 А**, показаны общепринятые знаки для горизонтального, наклонного, опрокинутого и вертикального залегания осадочных пород.

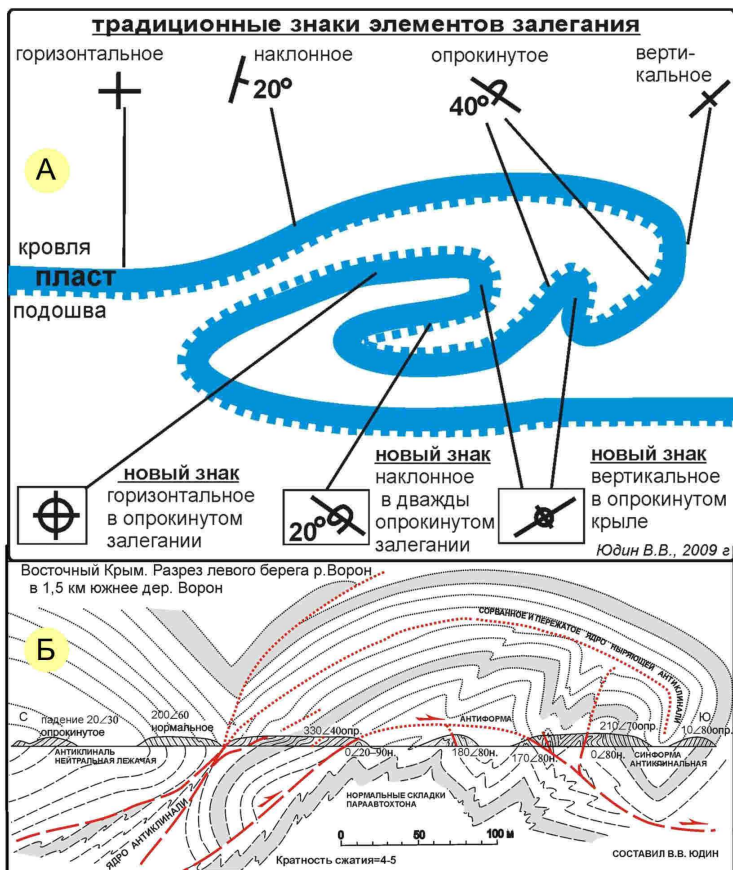


Рис. 1.11. Новые обозначения элементов залегания для геологических карт: А- на примере шарьяжной складки в разрезе, Б- реальная складка Восточного Крыма

В смятых опрокинутых крыльях лежащих и ныряющих складок соотношения кровли-подшвы существенно иное. Применение для них стандартных обозначений элементов не позволяет отличать их от простых структур и правильно читать геологическую карту.

Для обозначения таких складок на карте нами предлагаются три новых знака: 1- горизонтальное в опрокинутом залегании, 2- наклонное в дважды опрокинутом залегании и 3- вертикальное в опрокинутом крыле складки (рис. 1. 11А). Как видно на рисунке, главным отличием этих структур является обратное положение кровли-подошвы пласта.

Кратность (степень) горизонтального сжатия пород в выявленных структурах (рис. 1. 11Б) составляет 4-5 (400-500%), что существенно больше, чем в других складчато-надвиговых областях. Учитывая принадвиговый и бескорневой тип складок, можно судить о значительном поддвиге субконтинентальной коры, на которой до складчатости накапливались флишевые толщи таврической серии.

Таким образом, при изучении шарьяжных структур необходимо большое внимание уделять определению положения кровли-подошвы пластов даже при их на первый взгляд пологом, даже горизонтальном залегании и визуальном простом строении. Предложенные элементы залегания достаточно часто встречаются в структурах Крыма и других регионов, хотя не были обозначены в инструкциях по геологическому картированию не только Украины, но и мира. Складки Горного Крыма можно рассматривать как тектонотипические для обнаружения аналогичных дислокаций в других регионах со сложным строением. Введение трех новых обозначений элементов залегания в практику геологической съемки Украины и в других стран будет способствовать более правильному отражению шарьяжных структур на крупномасштабных картах нового поколения [Юдин, 2010, 2011, 2011г].

1.2 Методика картирования складчато-надвиговых структур

В отличие от противоречиво рисуемых на картах геометрически нереальных по структурной сбалансированности прямолинейных «разломов», картирование надвигов определяется правилами горной геометрии и закономерностями их прослеживания. Надвиги доказаны и закартированы во всех хорошо обнаженных и изученных регионах. Подчеркнем, что историю представлений от вертикально-разломно-блоковых моделей до отражения надвиговых структур, прошли почти все горно-складчатые регионы (Карпаты, Альпы, Кавказ, Урал, Крым и мн. др.).

Первое, что необходимо при выделении надвига, - обоснование его морфологии, кинематики, направления и угла падения сместителя, оценка размеров зоны дробления, а также состава,

возраста и строения крыльев. После этого, при картировании разрыва следует учитывать следующие закономерности строения структур конвергенции и ошибки предыдущих интерпретаций.

1. Надвиги, в отличие от диаклазов, имеют значительную амплитуду. Поэтому на картах, в своих крыльях, они смещают разновозрастные поверхности напластований. Разрывы без смещений стратиграфических границ в плане допустимо изображать лишь в случае четко обоснованных геологическими данными по-слойных срывов - флэтов, которые при переходе в рэмпы должны смещать стратиграфические границы по простираанию. В ином случае разрывы превращаются в геометрически нереальные и противоречивые сетки «разломов».

2. Наклон сместителя надвига в условиях горного или расчлененного рельефа, неизбежно приводит к волнистой в плане форме его выхода на поверхность. Сама поверхность сместителя обычно не идеально плоская и имеет изгибы. Это приводит к тому, что на геологических картах форма выхода надвигов практически не бывает прямолинейной. Она дугообразная, извилистая по рельефу и напоминает выходы напластований в моноклинально залегающих осадочных породах. Пример тому - пластовые треугольники верхнемел-кайнозойских отложений Куэстовой моноклинали во Внутренней гряде Предгорного Крыма.

3. Вследствие вертикальной составляющей амплитуды надвигов, в их аллохтонах после денудации закономерно выходят более древние породы, а в автохтонах - более молодые. Исключения из этого правила редки. Они связаны с длительно формирующимися надвигами, которые наложены на ранее сформированные изоклинальные складки или чешуи-дуплексы со значительно смятыми сместителями.

4. Длина надвига прямо пропорциональна его горизонтальной амплитуде. Высокоамплитудные надвиги по простираанию не могут резко обрываться, быть короткими и «набираться» из отдельных прямолинейных отрезков. Сбалансированные модели требуют обязательного постепенного уменьшения амплитуды, плавного разветвления, схождения или кулисообразного соотношения их с другими. Без этого невозможна палинспастическая реконструкция и, как следствие, геометрическая реальность построений. По той же причине невозможны Т-образные и крестообразные пересечения разновозрастных структур конвергенции.

5. Простираания надвигов закономерно ориентированы пер-

пендикулярно направлению сжатия. Надвиги с простиранием почти в крест горно-складчатой области возможны в двух случаях. Первый - при наличии обоснованной и существенной сдвиговой составляющей. Второй - в локальных участках ограничений клиппов, тектонических окон и выступов. В других случаях, при рисовке на картах надвигов, хаотически расположенных в крест простирания общей структуры, мы сталкиваемся с неразрешимыми проблемами при палинотектонической реконструкции.

6. Аллохтоны надвигов обычно нарушены субвертикальными трещинами торшения. Особенно это касается фронтальной зоны. Абсолютизация таких трещин и малоамплитудных гравигенных сбросов приводит к неверному пониманию морфологии и кинематики разрыва. Пример тому приведен на рис. 1.9 А.

7. Как видно на рисунках 1.5, 1.6. и на примерах многочисленных обнажений (рис. 1.8 - 1.10), складки формируются в процессе перемещения по надвигам. Поэтому простирания их крыльев и шарниров субпараллельны выходу сместителя. Исключение составляют надвиги со сдвиговой составляющей, в которых складки могут быть ориентированы под некоторым углом. Как следствие, «разломы», рисуемые по косвенным данным на картах в виде секущих складки ортогональных и диагональных систем, в природе или отсутствуют, или представляют собой диаклазы - зоны трещиноватости без существенных смещений и роли в строении структуры региона. Об этом же свидетельствуют палинотектонические реконструкции складчатых структур, в которых такие «разломы» играют роль «гвоздиков», не допускающих реконструкцию.

Фотодокументация надвигов и принадвиговых структур имеет свою специфику. Для правильного отражения таких объектов при съемке фото и фотопанорам, их направление должно быть ориентировано в крест простирания структур. Диагональное и косое расположение снимков дает искаженное представление о структуре, углах наклона сместителей и крыльев складок. На фотографиях надвигов, расположенных по простиранию, мы увидим лишь субгоризонтально залегающую толщу, с незначительными дислокациями, отражающими ундуляцию шарниров складок. Образно говоря, такие фото сходны с фотографией человека со стороны ступней или макушки, по которым идентификация невозможна или ошибочна.

При наличии значительной сдвиговой составляющей или чистых сдвигов, правило остается тем же, с обязательной как и в

первом случае, ориентировкой снимков максимально перпендикулярно к простиранию пород в структурах. Многие геологические дискуссии и непонимания среди специалистов связаны именно с разночтениями обнажений, расположенных косо или по простиранию структур.

Эффективный способ отражения надвигов заключается в применении *метода телескопирования*. Использование цифровых фотокамер с большим оптическим зуммом, позволяет делать серию снимков с детализациями мелких принадвиговых дислокаций. Как правило, серия таких снимков - «матрешек» и фотопанорам позволяет безошибочно идентифицировать даже самые сложные принадвиговые складки и надвиги. Примером тому в Крыму может служить участок, в северном ограничении Чатырдагского массива, дискуссии по которому ведутся более 50 лет и отражены в десятках публикаций.

Методика построения геологических карт сложно построенных районов на компьютере. При составлении геологических карт в электронных версиях программ ArcView GIS, MapInfo, CorelDRAW можно использовать ряд приемов, значительно облегчающих их построение. Поскольку в литературе описания таких методик отсутствует, приведем их по собственному опыту работ.

До создания результирующей карты, кроме новых данных, необходимо учитывать все объективное из предшествующих моделей. Например, за 100-летний период картирования Горного Крыма, в рукописных, изданных и фондовых материалах существуют десятки не похожих друг на друга геологических и тектонических карт. Они имеют свои принципы построения, выделяемые комплексы (биостратиграфические или литостратиграфические) и основываются на разных теоретических концепциях. Несмотря на различия в отражении стратиграфических и тектонических границ, каждая из предшествующих моделей, несет элементы объективного отражения геологии, что необходимо учитывать в современных построениях.

Простым способом учета ранее выделенных структур и подразделений является последовательная электронная подкладка копий предшествующих геологических карт под составляемый макет, при выключенном слое цветовой заливки. Сканированием в программе Corel PHOTOPOINT делаются копии предшествующих карт с разрешением, достаточным для чтения деталей. Копии вкладываются в отдельные слои программы с соответствующими названиями. Затем они поочередно включаются и сравниваются с

составляемой картой для выделения на ней объективных данных, полученных предшествующими исследователями.

При виртуальном наложении результирующей карты на предыдущие, возникает проблема приведения их к единому масштабу и несоответствия географических контуров из-за разной точности разновозрастных топографических основ. При подкладке карт более крупного масштаба, чем составляемый макет, или более мелкого, такие несоответствия присутствуют почти постоянно.

Первая проблема решается следующим образом. Предварительно, на сканируемой карте и на составляемом макете необходимо нанести линейный масштаб достаточной длины и детальности. Первая и основная сбивка подкладки и макета делается совмещением двух линейных масштабов наложением с приведением их к единому.

Некоторые геологические карты ранее составлялись в магнитных, а не географических координатах, да и рамки карты не всегда точно соответствуют меридиану. В этих случаях вводится поворот подкладки в соответствии с конкретным районом работ. Например, магнитное склонение в Горном Крыму – около 5° , на севере Европы до 24° и т. д. После приведения карта-подкладка сбивается с составляемой картой по контурам рек, озер и берега моря. Вторая проблема, в случае значительного несовпадения топографических основ геологических карт, решается точным совмещением географических контуров подкладки по отдельным участкам и структурам при сохранении общего масштаба.

Указанным способом макет составляемой геологической карты (при выключенном слое цветовой заливки) сравнивается со всеми предшествующими картами. Анализируются противоречия в разных вариантах строения, и выбирается наиболее корректная сбалансированная модель участков и всего макета в целом. Таким же образом учитываются рисовки геологических карт-врезок более крупных масштабов, как предшествующих, так и собственных работ. Собрав в слоях-подкладках все или основные предшествующие геологические карты, с учетом новых данных, можно создать наиболее объективную модель строения региона, не противоречащую объективно существующим объектам, которые выделялись ранее.

Аналогичным образом используются подкладки под макет карт гравитационного и магнитного полей, а также различных аэрофото- и космических материалов. При этом возникают сложности, связанные с отсутствием на них линейного масштаба и с

фото-искажениями. Современные космокарты с высоким разрешением, при правильном совмещении, хорошо соответствуют даже детальным топокартам. Поэтому корректировка положения уже выделенных геологическими методами тектонических и стратиграфических границ дает очень хорошие результаты на всех этапах составления и проверки правильности геологической модели. Наиболее продуктивно это при небольших углах наклона пород и надвигов в условиях контрастного рельефа, вследствие чего они очень извилистые. Примерами тому могут служить сложные контуры мел-неогеновых толщ в Куэстовой моноклинали Предгорного Крыма или положение пологих надвигов в сильно расчлененном рельефе юга Горного Крыма.

Наиболее эффективно дешифрирование с подкладкой космокарт при оконтуривании крупных и средних олистолигов в олистодромах, крупных кластолигов и самих меланжей, фронтальных зон надвигов и других объектов. Критерии их выделения на аэро- и космоснимках более подробно описаны в разделах 2 и 3 при описании микститов разных типов. Детали строения сложно построенных узлов структур достаточно четко распознаются путем подкладок под построения сканированных аэрофотоснимков и отдельных снимков из программы Google Earth.

При завершении составления геологической карты и при окончательной проверке ее правильности, совмещение готового макета с космокартой или ее комплектами должно быть обязательным. Этот же метод следует применять при рассмотрении правильности составленных геологических карт на рецензировании и обсуждении макета в научно-редакционном совете.

Методика построения сложно построенных разрезов на компьютере имеет свою специфику. По многолетнему опыту такой работы, фото или фотопанорамы обнажений дешифрировать в программе Corel PHOTO PAINT не рекомендуется. Линии рисовки получаются неровные и при дальнейшем осмысливании не поддаются корректуре. То же касается сейсмопрофилей со сложным складчато-надвиговым строением.

Предлагается использование программы CorelDraw. После открытия нового файла программы, в его отдельный слой вкладываются фото, фотопанорамы или сейсмический разрез в изображении JPEG. Первый слой №1 именуется «фото» и выключается для дальнейшей корректуры. Затем в том же файле программы создаются отдельные 2 слоя для дешифрирования, которые располагаются выше первого. В нижнем, именуемом №2 «слои» создается линия черного цвета для поверхностей напластований.

Верхний слой №3 именуется «разрывы» и создается как жирная красная линия.

Толщина линий зависит от размера рисунка и впоследствии может быть легко изменена для любого из вариантов вывода окончательной модели строения. При темном фоне фотографий для удобства рисовки разрывов можно использовать линии белого или других цветов, которые потом легко приводятся к выше-указанному стандарту.

В первую очередь на фотографию наносятся основные и совершенно очевидные, рэмповые разрывы, которые четко видны по резкой разнице углов наклона пород в разрезе. Рисовка делается отделением от созданной линии серии фрагментов на все разрывы. Затем тем же методом дешифрируются послонные срывы (флэты), выделяемые по несоответствию антиклинальных и синклинальных структур, расположенных друг под другом. На этом же этапе оконтуриваются микститы - мощные зоны брекчирования, меланжи и кластолиты.

Далее дешифрируются поверхности напластований литологически разных пачек пород. В случаях однородного разреза (флиша), напластования выделяются через одинаковый диапазон мощности, определяемый интерпретатором в соответствии со сложностью структуры и размером объекта.

Обычно, при детальном прослеживании слоев появляется необходимость добавления более мелких разрывов или наоборот, ранее нарисованные разрывы могут оказаться осями кинк-складок. Корректурa многочисленных вариантов строения модели проводится без нарушения целостности выключенного для перемещения фотоизображения, расположенного в нижнем слое №1 «фото».

Особое внимание при дешифрировании следует уделять положению кровли – подошвы пластов в каждой складке. При необходимости, ниже рисунка в первый слой добавляются фотодетализации строения с отражением положения гиероглифов и градационной слоистости. Это позволяет доказательно выделять сложные дважды опрокинутые шарьяжные складки, которые не различимы при беглом рассмотрении разреза. Поэтому при фотографировании объектов методом «матрешки» следует делать отдельные детализационные снимки, отражающие нормальное и опрокинутое залегание пород в конкретных участках (**рис. 1.12**).

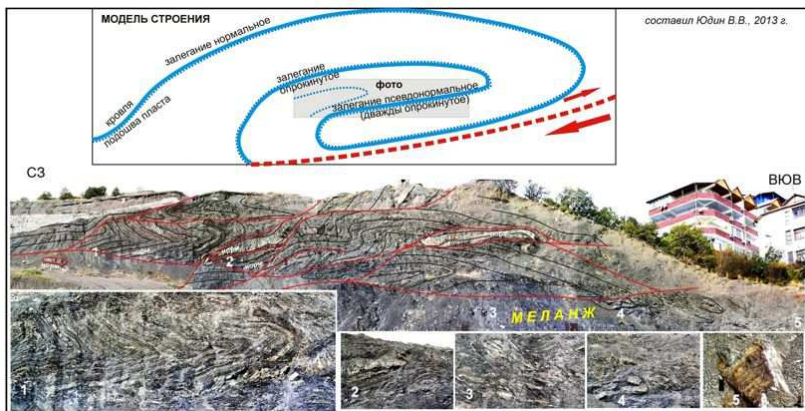


Рис 1.12. Пример дешифрирования сложных структур по фото-панораме с детализациями (дважды опрокинутая складка в Южнобережном меланже восточнее Алушты)

Дешифрирование сложно построенных мелких структур не может быть абстрагировано от общего строения района и должно ему соответствовать. Поэтому следует учитывать главную вергентностью складок в районе и падение основных надвигов, которые обусловлены наклоном соответствующей коллизийной сутуры. Встречно падающие ретронадвиги и их ответвления также должны соответствовать общей геодинамической модели строения и развития региона. И, наоборот, в случае неопределенности геодинамической модели, дешифрирование серии обнажений может стать определяющим для правильной интерпретации строения крупных структур.

После выполнения выше отмеченных условий, в рисунок добавляется линейный масштаб, ориентировка разреза по сторонам света и другие необходимые элементы. Далее, через функцию «экспорт» рисунок переводится в изображение JPEG. В файле JPEG проверяется правильность построения, соответствие размеров шрифтов и толщин линий будущего размера рисунка в тексте статьи или отчета. Исправления и корректура модели в программе CorelDraw могут повторяться несколько раз, после чего автор получает моральное удовлетворение от понятной самим и другим специалистам сложно построенной структуры. Выявленное детальное строение обнажения методом «матрешки» вставляется в более мелкомасштабный разрез и уточняет морфологию и генезис макроструктур.

1.3 Построение сбалансированных разрезов и карт

Понятие сбалансированности. Идея сопоставления площади складчато-надвиговой зоны с площадью древнего осадконакопления из смятых в ней толщ, была высказана около 100 лет назад Р. Чемберленом. В 1933 г. американский ученый Бухер развил ее в варианте составления палинспастических геологических разрезов. В течение многих лет эта методология использовалась и совершенствовалась авторами разных стран. Основные положения метода сбалансированности были сформулированы С. Дальстромом [Dahlstrom, 1969]. Исследования американских и английских геологов в 80-90-е годы позволили существенно уточнить и детализировать эти построения. Их результаты изложены в многочисленных статьях, сборниках, монографиях и учебниках. Среди них следует отметить учебники Вудварда [Woodward, 1985, 1989], раскрывающие основы методики и ее отработки на конкретных примерах, а также специальный сборник [Geometries..., 1988].

В СССР первые *структурно-сбалансированные разрезы* были построены на Урале [Юдин, 1988, 1990; Казанцев, 1990]. Они показали существенно иное глубинное строение региона, с выделением послойных срывов и секущих надвигов, свидетельствующих о многокилометровых сокращениях палеозойской зоны осадконакопления. Одновременно, сбалансированные разрезы составлялись в Южном Верхоянье [Прокопьев, 1989, 1997]. На Северо-Восточном Кавказе сбалансированные разрезы отдельных структур строились К.О. Соборновым [Соборнов, 1990, 1991 и др.]. Впоследствии, этот вопрос достаточно полно раскрыт в докторской диссертации В.В.Гайдука, 1995 г., и монографии [Гайдук, Прокопьев, 1999]. В них приведен обзор современных зарубежных работ и представлений о балансе, геометрии, классификации надвиговых систем, с расшифровкой специфической терминологии.

Общие *геодинамические реконструкции* складчато-надвиговых областей в плане составлялись несколько раньше. Они приведены в двухтомной монографии (Зоненшайн и др., 1990), в методических руководствах [Геодинамические..., 1989; Шульц и др., 1991], в монографиях [Юдин, 2008 и др.] и многих статьях. На Украине отдельные структурно сбалансированные разрезы и их элементы обсуждались и составлялись на объектах

Крыма [Структурная..., 1989; Казанцев, 1990; Юдин, 1992, 1997, 1999б, 2002а, 2007, 2008, 2009б, 2011, 2012а и др.], Карпат [Роур и др., 1993] и Донбасса [Юдин, Артеменко, 1996, Юдин, 2003, 2006, 2008].

В русскоязычной литературе выделяется три понимания сбалансированных построений. В первой, упрощенной трактовке, подразумевается полное соответствие в модели всего комплекса геолого-съемочных, буровых и геофизических данных, которые не должны противоречить друг другу. Во многих предшествующих построениях такое понимание учитывалось в разной мере. Однако само по себе оно не является достаточным для геометрической правильности выделяемых структур.

Во втором, углубленном, но тоже не полном понимании баланса, к отмеченному выше, добавляется увязка строения серии параллельных разрезов в крест простирания структур, которые контролируют и дополняют друг друга. При этом вергентность складок, элементы залегания разрывов, их морфология и кинематика корректируются по наиболее представительным и изученным тектонотипическим разрезам, после чего трассируются через менее изученные разрезы с учетом площадных работ. Это позволяет составить уточненное трехмерное изображение структуры. Такая методика, также называемая сбалансированностью, позволяет более достоверно отражать отдельные формы и общий тектонический план [Казанцев, 1990 и др.]. Она применялась на разных объектах Урала, Карпат, Крыма и других складчато-надвиговых областей и позволила значительно уточнить их строение.

В третьем, главном и обязательном понимании, под сбалансированными моделями понимаются геологические построения, допускающие возвращение дислоцированных толщ в исходное доскладчатое положение. Если геологический разрез или карта не позволяют проведение палинспастической реконструкции, они справедливо считаются геометрически невозможными и отбраковываются даже при соблюдении условий первой и второй трактовок. Именно такое понимание сбалансированности принято в зарубежных разработках и в последних исследованиях ряда отечественных тектонистов.

При сложном складчато-надвиговом строении региона построения геологических карт и разрезов почти всегда неоднозначны. По одним и тем же геолого-геофизическим данным даже

один специалист может построить несколько вариантов строения. Разные авторы, исходя из своих теоретических представлений и опыта, составляют еще больше многочисленных и не похожих друг на друга моделей.

В такой ситуации число вариантов, карт и разрезов может превышать число исследователей, а выбор единственно правильных из них становится невозможным. Как следствие, возникают противоречивые оценки перспектив и критериев поисков полезных ископаемых, разный прогноз опасных геологических явлений и др. Применение метода структурной сбалансированности позволяет объективно ограничить число вариантов карт и разрезов, выделив из них наиболее корректные, геометрически вероятные.

Противоречивость геологических карт и критериев поисков хорошо известна на примерах Крыма, Донбасса, Карпат и других районов. Сбалансированные построения практически не внедрены в практику съемочных и поисковых работ. В инструкциях по геологической съемке требования к палинспастичности построений отсутствуют. Как следствие, многие карты и разрезы разных лет составления не отражают реального строения сложных структур в плане и на глубине. В первую очередь, это относится к построениям на основе концепции разломно-блоковой тектоники, с многочисленными и противоречиво расположенными разно ориентированными субвертикальными «разломами», не допускающими палинспастическую реконструкцию. Например, для Горного Крыма создано более 50 таких моделей строения, не отвечающих требованиям структурной сбалансированности. Число непохожих и несбалансированных карт продолжает расти без признаков приближения к единой модели строения.

За рубежом допустимость реставрации структур в доскладчатое положение давно стала одним из главных критериев правильности интерпретации. Это действительно объективный метод отбора геометрически возможных моделей сложно дислоцированных областей и при картировании и при поисках полезных ископаемых. Особенно эффективен он при поисках структурных ловушек нефти и газа, где неверная структурная модель сразу проявляется в отрицательном результате поисков и в значительных финансовых потерях.

Составление сбалансированных разрезов и карт – очень трудоемкая работа. Она, требует высокой квалификации исследо-

вателя, проработки многочисленных вариантов строения объекта и намного больших затрат времени, чем при традиционных построениях. Некоторые сложные объекты трудно или почти не поддаются однозначно интерпретации. За рубежом были созданы программы для ЭВМ, позволяющие облегчить такую задачу. Например, программа “Thrustbelt-3” за короткий срок может составить сбалансированный цветной разрез при 15 стратиграфических подразделениях, 30 различных разрывах, с учетом эродированных структур, топографии, скважин и сейсморазведочных данных. Последние программы «LitoTest», «GeoSec» и другие, открывают новые возможности в создании объективного представления о глубинном строении складчато-надвиговых структур, в том числе и в объемном 3D изображении. Особенно, важно это при поисках структурных ловушек нефти и газа, хотя имеет прямую связь с геологической съемкой при выборе правильной моделей строения.

Основные допущения при построении сбалансированных разрезов следующие:

1. Сохранение при деформации мощности компетентных толщ и развитие параллельных (концентрических) складок, в которых не происходит значительного перераспределения вещества от крыльев к своду. Такой переток характерен для глубоко метаморфизованных и очень пластичных толщ. В осадочных комплексах он допускается в послойных срывах. Распространение компетентных пластов в районе должно быть непрерывным, а изменения их мощности – закономерными и постепенными.

2. Длины и площади компетентных пластов на разрезе между условными линиями должны быть равны и совместимы. В ином случае, при реконструкции образуются невозможные в природе дыры-пробелы, перекрытия и несовпадения отдельных слоев. В региональном плане наличие “дефицита” длин и площадей глубокозалегающих горизонтов фундамента должно быть обосновано наличием коллизийной сутуры с зоной уноса основания и соответствующим детаментом.

3. В реконструируемом деформированном разрезе с выявленными у поверхности надвигами, должны присутствовать как минимум одна или две пластичные толщи (глины, соли, гипсы, сланцы) между более жесткими слоями (известняки, конгломераты, песчаники, доломиты).

Последовательность построения сбалансированного разреза, в соответствии с изложением в учебнике Вудварда 1985 г. и

других исследователей [Гайдук, Прокопьев, 1999; Худолей, 2006; Юдин, Юровский, 2006] с авторскими дополнениями в идеальном виде сводится к следующему (рис. 1.13).

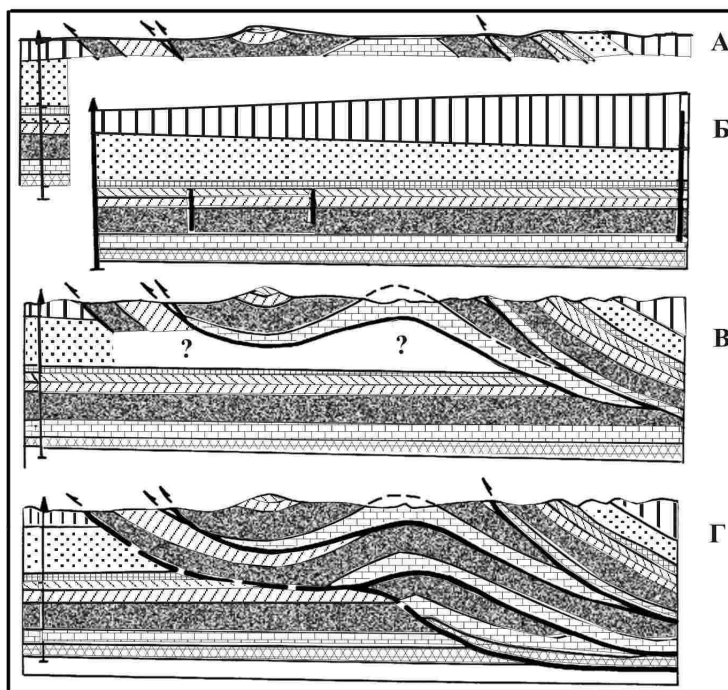


Рис. 1.13 - Последовательность построения сбалансированного разреза (по Вудварду и др., 1985, с изменениями Юдина В.В., 2007). А – изображение структуры по данным изучения обнажений и бурения; Б – реконструкция палеостратиграфического разреза (толстые линии отвечают стратиграфическим отложениям, изученным у поверхности); В – проецирование структур на глубину до зоны подошвенного надвига, изученного по сейсморазведке и бурению; Г – «дыры» между подошвенным надвигом и опорными линиями заполняются дополнительными чешуями

1. В крест простираения структур выбирается наиболее представительный прямолинейный профиль с максимальной геолого-геофизической изученностью и обнаженностью. В полосе вдоль него собирается комплекс всей информации (геологические

карты, данные бурения, сейсморазведочные профили и т.д.). Проводится детальное изучение приповерхностных структур с акцентом на строение, морфологию и кинематику мелких разрывов и складок, а также на точное определение мощностей выделяемых толщ. Желательно составление уточненных детальных полосовых геологических карт и детальных разрезов узловых структур. Вертикальный и горизонтальный масштабы разреза обязательно

должны быть одинаковыми. В ином случае балансировка становится сложной, а порой и невозможной, как, например, на временных сейсморазведочных профилях. Топография, элементы залегания пластов и разрывов, скважины и др. информация выносятся на разрез обычно среднего масштаба (рис. 1.12 А). При наличии дополняющих данных в прилегающих участках, допускается их трассирование по простиранию на незначительное расстояние, с учетом ундуляций шарниров и закономерностей строения структур.

2. Реконструкция палеостратиграфического разреза (рис. 1.13 Б). Это вспомогательное построение основывается на допущении относительной выдержанности мощности толщ по простиранию и сводится к идеализированному представлению о разрезе, исходя из обнаженных и разбуренных участков с учетом данных сейсморазведки. В отличие от восстановленного разреза, эта реконструкция не учитывает горизонтальное сокращение, а лишь определяет закономерности изменения мощностей между скважинами и стратотипическими разрезами, изученными у поверхности.

3. Интерпретация глубинного строения (рис. 1.13 В). Нижним уровнем сбалансированного разреза обычно считается detachment и кровля автохтона. Она определяется по материалам бурения и сейсморазведки, или по подошве наиболее древних пород, выходящих во фронтальных частях наиболее высокоамплитудных надвигов, которые известны в регионе. Приповерхностные структуры, выявленные по данным непосредственного изучения, трассируются на глубину с учетом: закономерностей изменения мощностей, выявленных на втором этапе построения, комплекса геолого-геофизических данных, а также исходя из того, что деформируемые складки являются концентрическими. Для проецирования обычно используется кинк-метод или метод радиусов В.Н. Вебера. Складки и их фрагменты протягиваются

до надвиговых плоскостей – флэтов и рэмпов, положение которых корректируется с учетом литологии толщ.

4. Геометрическое балансирование (рис. 1.13 Г) заключается в “заполнении дыр”, оставшихся после логического проектирования приповерхностной структуры с учетом мощностей. Этот этап не может быть реализован простым выполнением инструкции и требует большого опыта, знаний региональной геологии, морфологии, ранее изученных сбалансированных структур, закономерностей их строения и определенной интуиции. В ином случае неизбежны затраты неопределенно большого количества времени на подбор геометрически возможной модели.

Три основных требования к составляемой модели следующие:

1- соответствие длин среза надвигом одних и тех же пластов (отсечек) по обе стороны разрыва в аллохтоне и автохтоне. В случае их неравенства, доскладчатая реконструкция будет невозможна;

2- длины разновозрастных слоев на региональном разрезе должны совпадать. При несовпадении, допустима интерполяция воздушного продолжения размытых частей структур до варианта, допускающего реконструкцию;

3- в крыльях надвигов первоначального и восстановленного разрезов площадь стратиграфических подразделений должно быть равна.

Проверка (восстановление) разреза наиболее просто выполняется физическим или виртуальным на компьютере расчленением листа с изображением разреза по линиям разрывов и возвращение фрагментов в доскладчатое положение. При этом простом тесте сразу выявляются несоответствия того или иного варианта интерпретации. В случае очень интенсивно сжатых структур используются более сложные методы с выделением и анализом доменов на прозрачной пленке или программы ЭВМ. Реконструированная модель прикладывается к сбалансированному геологическому разрезу, как подтверждение правильности построений.

Следует отметить, что составление сбалансированных разрезов возможно при относительно слабом смятии толщ. Наиболее эффективно оно в нефтегазоносных провинциях (шельфах Черного и Азовского морей, в Равнинном Крыму, Предуральском и Предкарпатском краевых прогибах, в Складчатом Донбассе, на Западном Урале и др.), где их использование позволяет существ-

венно повысить эффективность рудо- и нефтегазопроисловых работ. В районах с более интенсивной дислоцированностью, а также при развитии хаотических комплексов (Горный Крым, Карпаты), применение метода осложняется и требует дополнительных приемов, которые рассмотрены в главах 2 и 3.

На одной геологической карте необходимо составлять не менее 2-3-х тектонотипических разрезов с единым горизонтальным и вертикальным масштабами, в которых присутствуют максимальное число формаций и структур, наиболее полная обнаженность и геолого-геофизическая изученность. Предварительно, в плане и в разрезах должно быть четко обосновано наличие и положение древних коллизионных сутур или зон конвергенции, приведших к уносу в поднадвиг основания, на котором лежали ныне смятые и сжатые формации.

Сбалансированные геологические карты. С выявлением надвигового строения большинства горно-складчатых поясов, стало очевидным, что структуры на картах также должны допускать палинспастическую реконструкцию, а палеогеографические карты, составленные ранее на современной геолого-географической основе, не отвечают истинной палеогеографии. Это связано с тем, что при тангенциальном сжатии литологические комплексы существенно сближены за счет надвигов и складок. Реставрация их первоначального положения стала одной из важнейших задач структурной геологии, без решения которой невозможно правильное составление геологических карт и достоверная оценка перспектив поисков полезных ископаемых.

Первые *структурно-палинспастические карты* были составлены в 1923 году Л. Кобером на примере крупных тектонических покровов Альп. В том же году А. Вегенером, было положено начало составлению другого типа карт – *глобальных палинспастических*, отражавших перемещения континентов. Позже методика площадных реконструкций структур разрабатывалась М. Кэем и другими геологами в Аппалачах, а затем и в ряде отечественных работ, на примерах Кавказа [Борукаев, 1970], Памира [Руженцев, Белов, 1973], Урала [Щербаков, 1986; Юдин, 1988, 1990, 1994].

Для Горного Крыма первая геометрически реальная сбалансированная карта масштаба 1:200000 и разрезы к ней были составлены нами 20 лет назад. Ее элементы и строение дискуссионных узлов обсуждались на многочисленных конференциях и

опубликованы [Юдин, 1993-2011] В стилизованном виде карта представлена в препринте [Юдин, 2001] и в детализированном, дополненном варианте издана с серией тектонотипических разрезов и карт-врезок [Юдин, 2009-б, 2011]. Построения допускают геодинамические и структурные палинспастические реконструкции мезозойского и кайнозойского этапов конвергенции. Карта строилась с применением методов детальных тектонотипических разрезов, телескопического приближения масштабов, палинспастичности отражения эндогенных и экзогенных структур и других. Для Южного Донбасса сбалансированная карта и тектонотипический разрез впервые были составлены и опубликованы в монографиях [Юдин, 2003, 2006], что позволило существенно изменить модель строения и критерии поисков полезных ископаемых.

Главными при геологической съемке справедливо считается группа структурных методов реконструкций, которые объединяют операции с конкретными дислокациями. Это позволяют развернуть складки и надвиги в первоначальное положение и правильно отразить их в плане. Вторая, геодинамическая группа методов, основана на использовании палеомагнитных данных, палеогеографических построений, анализе древних зон конвергенции, литодинамических комплексов и на сравнении их с современными аналогами. Для создания полной объективной палинспастической модели необходимо использование обеих групп методов, которые уточняют и дополняют друг друга.

Методика структурных реконструкций разработана недостаточно полно, несмотря на кажущуюся простоту. Это связано со спецификой строения, степенью и достоверностью изученности структур регионов, для которых составляется модель. При построении принимаются следующие положения-постулаты, основанные на закономерностях строения и осадконакопления современных бассейнов седиментации:

1 – об упорядоченном и неизменном чередовании формационных зон (шельфа – батиаля - абиссали);

2 – о линейности этих зон при относительно постоянной ширине, что следует из актуалистических аналогов;

3 – о первично субгоризонтальном залегании пород в реконструируемых зонах древнего осадконакопления;

4 – о неизменности в процессе складчатости палеозон седиментогенеза, в результате чего деформируемый комплекс зани-

мает одинаковую площадь до, и после деформации в составе сжатой структуры. Перераспределение мощностей в складках от крыльев к ядрам, в целом компенсируется, что позволяет использовать метод не только в системах «концентрических», с неизменными мощностями, но и в «подобных» складках.

Реконструкция структур в районах с покровно-надвиговой тектоникой начинается с выявления общей схемы строения и последовательности расположения надвинутых пластов в разрезе и в плане. Карты и профили, составленные на основе представлений о блоковом строении, не могут быть использованы, так как, по-разному ориентированные субвертикальные разрывы не позволяют вернуть дислоцированные толщи в исходное положение, что свидетельствуют о геометрической некорректности построений.

На левой половине **рисунка 1.14** показаны традиционные для геологических карт Крыма геометрически невероятные положения и соотношения разрывов.

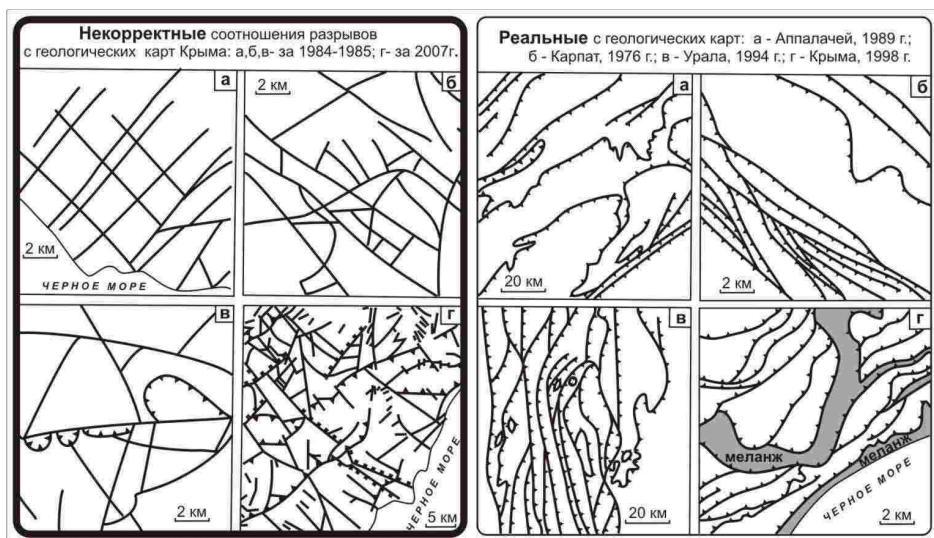


Рис. 1.14 Примеры геометрично нереальных и возможных соотношений разрывов на геологических картах складчатых областей с позиций баланса перемещений и палинспастики

К ним относятся пересечения без смещений, Т-образные утыкания без продолжения разрыва в другом крыле, многоугольные блоки, ограниченные правильной или хаотической сеткой разломов, по-разному ориентированные короткие надвиги, в которых невозможна существенная амплитуда смещений и т.д. В правой половине рисунка 1.14 приведены геометрически возможные соотношения разрывов с карт хорошо изученных складчатых областей мира. Для них характерны ветвящиеся формы надвигов, а в случае пологих сместителей, контрастного рельефа и смятия самих поверхностей надвигания – полуизолированные и изолированные контуры тектонических останцов, окон, выступов и полуокон.

Таким образом, при составлении современных геологических карт и разрезов, как критерий правильности построений, необходимо использование теста реальной или виртуальной палинспастической реконструкции. Рисовка «разломов», надвигов, сдвигов и сбросов должна соответствовать принципам сбалансированности. В сильно сжатых и очень сложно построенных областях с распространением высокоамплитудных шарьяжей, сопровождаемых меланжами, структурная реконструкция может проводиться в два приема: 1- этап учета крупных шарьяжей и 2-этап учета складок с малоамплитудными надвигами [Юдин, 1990].

Наиболее крупные горизонтальные смещения определяются, исходя из региональных закономерностей расположения структур, формационных комплексов, тектонических окон и клиппов, формы аллохтонных пластин в плане и разрезе. Значительные сложности возникают при широком распространении меланжей. В них непосредственно структурные методы практически не применимы. Исключение составляет использование коэффициентов сжатия структур в кровле, подошве и в не полностью дезинтегрированных участках матрикса меланжа, что позволяет оценить минимальную амплитуду смещений. Кроме того, возможно определение амплитуды по анализу глыб-кlastолитов и соотношения с их вероятным положением в автохтоне, а также рассмотрение формы выхода микстита в плане. При широком распространении олистоостром, достаточно объективные реконструкции получаются при анализе и приведении в исходное положение смещенных олистолитов и олистоплак, с учетом их состава, а также внутренней структуры материнских и смещенных массивов.

Палинспастическая реконструкция подразумевает восстановление тектонической и палеогеографической обстановки, предшествующей структурообразованию. Как правило, это очень длительный, а иногда и неоднократный процесс сжатия, приводящий к очень сложному строению. При одноактном тектогенезе реконструкция проводится на этап его завершения к обоснованному региональным угловым несогласием возрастному промежутку. Сам палеогеографический план составляется на период, предшествующий началу структурообразования (например, на Урале – девона, Горного Крыма – ранней юры, Донбасса – перми). В случае наложения в одном регионе нескольких этапов конвергенции, необходимо разделять разновозрастные структуры и делать поэтапную реконструкцию в соответствии с тектонической эволюцией региона, что сделано в Крымско-Черноморском регионе [Юдин, 2008, 2011].

При структурных реконструкциях, определения сокращений за счет сжатия всегда получают неполные и минимальные. Разворачивая пакеты чешуй и складки, реконструируются лишь видимые, приповерхностные их части. При этом сложно оценить сокращение структуры в слабо изученных глубоко погруженных поднадвиговых зонах и тем более, в корневых частях шарьяжей. Практически невозможно полностью учесть структуру и размеры фронтальных частей аллохтонов уже срезанных денудацией. О них можно судить лишь по сохранившимся останкам - клиппам. Значительные затруднения вызывают реконструкции в послонных срывах и в сдвигах, расположенных в однородных формациях. В таких зонах определение амплитуд обычно занижается, а оценки по косвенным признакам дают большой разброс значений.

Нельзя не остановиться на проблеме взаимоотношений приповерхностных и глубинных структур. В ряде районов с одним периодом завершено сжатия, как на Урале, с глубиной формы структур упрощаются [Юдин, 1994]. При этом, в зонах глубокого эрозионного среза выявляются заниженные значения сжатия. В других случаях, при конседиментационной складчатости, сжатие складок по древним горизонтам бывает больше, чем по молодым. Такие структуры широко известны в Черноморском регионе, где в верхних частях растущих принадвиговых антиклиналей четвертичные осадки почти не деформированы, а с глубиной амплитуда складки по древним толщам постепенно увеличивается. Учитывая все выше отмеченное, можно констатировать,

что реконструкции структурными методами дают достаточно объективную, но неполную по сжатию палеогеографическую модель, которая усложняется по мере детализации наших знаний о глубинном строении.

На первом этапе структурной реконструкции учитываются амплитуды крупнейших надвигов и шарьяжей, нередко сопровождаемых меланжами. В зависимости от геодинамической модели региона и обнаженности, за условно неподвижную границу отсчета принимаются или внешний край дислоцированной зоны или сутурный шов. Неподвижность этих границ - условная. Исходя из палеомагнитных данных, зона конвергенции, фиксируемая в складчатой области сутурой, обычно более стабильна, чем пододвигаемая пассивная окраина.

Далее согласно методу “аппликаций” [Щербаков, 1986], вышеупомянутая сбалансированная геологическая карта и разрезы виртуально в ЭВМ или физически ножницами разрезаются по крупнейшим надвигам. Их фрагменты последовательно раскладываются в компьютере или на ватмане со смещениями, соответствующими амплитудам надвигания в масштабе карты. Этот простой метод сразу позволяет выявить не учтенные ранее соотношения блоков и чешуй, которые не соответствуют сбалансированным построениям и требуют другой интерпретации.

Амплитуды крупнейших надвигов определяются путем анализа распространения фаций и формаций, размещения тектонических окон, клиппов, глыб-кластолитов в меланже, прослеживанием разновозрастной поверхности напластования на геологических и геолого-геофизических разрезах, а также исходя из взаимного расположения структур аллохтона и автохтона в плане. При противоречивых оценках амплитуд в разных разрезах одного и того же надвига, метод аппликаций позволяет корректировать их в соответствии с балансом смещений и общим принципом выдержанности горизонтального сокращения вдоль надвиговой зоны. То же можно использовать при очень высоких или, напротив, крайне низких оценках амплитуд надвигов, приводимых разными исследователями.

На втором этапе структурной реконструкции учитывается сокращение палеозоны осадконакопления за счет складок и малоамплитудных надвигов, разделение которых в плане и разрезе достаточно сложно. Для проведения такой реконструкции используются сбалансированные тектонотипические геологические

разрезы, построенные в крест простираения. Обязательным условием должен быть их единый вертикальный и горизонтальный масштаб и телескопическое построение. Метод “матрешки” с последовательной по масштабу детализацией сложных структур вплоть до фотографий, фотопанорам и рисунков обнажений со складками и надвигами, позволяет учитывать реконструкцию структур всех порядков.

На разрезах и их детализациях курвиметром измеряется длина линии пересечения разреза с разновозрастной поверхностью напластования. Из-за выше указанных причин, такая длина измеряется по наиболее древним, молодым и средним по возрасту пластам, после чего усредняется или принимается наибольшая и представительная. Полученное значение длины делится на значение длины измеряемого разреза и вычисляется кратность сжатия структур (КС). Под *кратностью (степенью) сжатия* понимается число, определяющее отношение ширины зоны древнего осадконакопления к ширине складчатого сооружения, сложенного отложениями этой зоны. Такую характеристику называют также *коэффициентом интенсивности сжатия*. Вычисляется она в разных участках разреза, ограниченных уже учтенными крупнейшими надвигами. После этого, определяется общая осредненная кратность сжатия по фрагментам разреза и по структурным зонам (чешуям) на карте. При отсутствии хорошо изученных тектонотипических профилей или в дополнение к ним, кратность сжатия вычисляется по небольшим разрезам и обнажениям, что позволяет более уверенно определять ее для каждой пластины и ее части. Иногда сокращение древней зоны осадконакопления по разрезам и по площади определяется в процентах. Однако, вследствие небольшой точности измерения сокращения на конкретных структурах и не всегда полного знания о их морфологии на глубине, использование понятия кратности нам представляется более рациональным.

Кратность сжатия умножается на длину разреза, где она определялась, и вычисляется ширина сокращения зоны палеоосадконакопления. В случае представительного геолого-геофизического материала, сокращение можно получить также вычитанием длины пересечения разрезом разновозрастной поверхности напластования и длины разреза. Если детальность изучения зоны фрагментарна, то используются осредненные кратности сжатия по хорошо изученным представительным структурам и их фрагментам. Величина сокращения зоны палеоосадконакоп-

ления за счет складок и мелких надвигов, выраженная в километрах, вычисляется для всех участков между крупными разрывами по серии изученных профилей.

Окончательная палинспастическая карта с учетом крупных надвигов и складок с мелкими надвигами строится методом “сдвижек”. Для этого на карту, с учетом смещений по надвигам, накладывается калька. На нее наносятся условно стабильная граница отсчета. Обычно это коллизийная сутура или зона крайних к кратону дислокаций. Затем, на кальке в масштабе карты достраивается сокращение первой полосы, вычисленное по отдельным разрезам. Полученные точки соединяются и отрисовывается палеогеографический контур первой полосы. Затем калька сдвигается от полученной границы с учетом амплитуды следующего надвига и по разрезам отмечаются точки сокращения палеозоны за счет складок с мелкими надвигами. Аналогичные операции проводятся по всем блокам-чешуям или формационным зонам [Юдин, 1990]. Для наглядности, горизонтальное сжатие отражается на карте вдоль всех разрезов цифрами в километрах. Отдельно ставится общая кратность сжатия, амплитуды за счет складок с мелкими надвигами и суммарное сокращение палеозоны осадконакопления. Это позволяет отразить изменение сжатия структур по простиранию складчато-надвиговой области. Возможно проведение аналогичной реконструкции в компьютерной программе «Adobe Photoshop» и др. [Юдин, 2008].

В разных складчатых областях мира структурная палинспастика показывает, что общие кратности сжатия составляют 1,5-3 раза, хотя в отдельных участках могут достигать 6-10. Для региональных построений в среднем эти значения обычно составляют около 2,5. Не исключено, что такое сжатие связано с невозможностью определения полной амплитуды надвигов и складок на глубине и в срезанных денудацией участках. Поэтому еще раз подчеркнем, что структурные методы всегда дают заниженное значение горизонтального сокращения и должны пониматься как минимальные. Тем не менее, палинспастические реконструкции в плане позволяют отбраковывать невероятные модели строения исследуемого региона (например, нереальность образования интенсивных складок за счет вертикального движения блоков, регматической сетки вертикальных разрывов гравитационного сползания и др.).

Геодинамические реконструкции позволяют получить общую и более полную картину сжатия, хотя точность при отражении конкретных структур меньше [Шульц и др., 1991; Геодинамические..., 1989; Юдин, 1990, 1994, 2008]. Наиболее распространенным является палеомагнитный метод. Он давно показал сходимость результатов в глобальных перемещениях крупных континентов и террейнов в фанерозойской эволюции Земли. Близкие по значению палеошироты для одних и тех же объектов, независимо получены в разных лабораториях и странах. Палеомагнитные реконструкции подтверждаются многочисленными палеоклиматическими, палеобиологическими, структурными, формационными и другими методами.

В случае значительного разброса палеоширот необходимо убедиться, что определения проведены по разновозрастным объектам и с соблюдением современных требований к таким определениям. Разные значения могут быть в пределах ошибки метода, которая в зависимости от палеошироты, возраста пород, изученности, методики и аппаратуры может достигать $\pm(200-400)$ км.

Одним из косвенных способов является определение скоростей палеосубдукции и сравнение ее с современными значениями (2-12 см/год). В соответствии с конкретной палеогеодинамической обстановкой, временем проявления конвергенции и скоростью современных движений, выбирается наиболее корректная модель реконструкции. Существуют и другие специфические способы, например, анализ объема обломков глубоководных пород в орогенных формациях и реставрация по ним ширины субдукцированной зоны океанической коры и др. [Юдин, 1994].

В целом, геодинамические реконструкции позволяют подтвердить правильность выбранной концепции, общего строения региона и модели его развития, отбраковывая нереальные варианты в виде фиксированных по латерали структур и их фрагментов. Игнорирование палеомагнитных данных при геологической съемке, приводит к неверной трактовке строения и эволюции района. В качестве примера, можно привести Горный Крым, где палеомагнитные данные, анализ литодинамических и структурных комплексов свидетельствуют о субдукции в юре - раннем мелу фрагмента палеоокеана Мезотетис, шириной 1,5-2 тыс. км, что не отражается в рисовке «традиционных» геологических карт и разрезом [Юдин, 1995, 1996, 2008, 2011].

Таким образом, при проведении геолого-съемочных работ,

структурно сбалансированные карты и разрезы на юге Украины не составлялись. Это привело к многообразию и противоречивости моделей строения. Подчеркнем, что палинспастичность структур – не дань очередной “геологической моде”, а принципиально новый подход к отображению сложно построенных регионов. Он основан на аналоговом и цифровом моделировании, на анализе хорошо изученных геофизикой и глубоким бурением разрезов многих регионов мира, на последних достижениях структурной геологии и горной геометрии. Для применения передовых тектонических разработок в практику геологосъемочных и геолого-поисковых работ необходимы целенаправленные исследования объектов с учетом современных результатов и методик.

Составление сбалансированных моделей – длительный, сложный и творческий процесс, требующий знаний известных методик, региональной геологии, палинспастичных структур в сходных по строению областях мира. Он требует значительно больше времени, опыта и знаний, чем составление многочисленных несбалансированных вариантов, но позволяет более объективно отражать строение и морфологию складчато-надвиговых областей.

1.4. Конвергентные структуры и полезные ископаемые

Выявление складчато-надвигового и шарьяжного строения позволяет иначе рассматривать происхождение комплекса полезных ископаемых, а также прогнозировать ряд направлений и критериев для их поиска. В геодинамическом аспекте осадочные и магматические породы в зоне конвергенции подвергались воздействию гидротермальных флюидов. На глубине они переплавились и внедрялись в островную дугу и коллизионный ороген, создавая условия для концентрации рудных элементов [Лобковский, Сорохтин, 1986]. При погружении осадочных пород в зону поддвига происходила возгонка и термоллиз находившихся в них органических веществ. После миграции они накапливались в структурных ловушках в виде залежей углеводородов. Примеры использования геодинамических и структурных критериев в практике поисковых работ приведены в многочисленных публикациях [Горбачев, 1983; Камалетдинов и др., 1983;

Нефтегазоносность..., 1978; Современная..., 1989; Тектоника..., 1990, 1985; Шеин, Клещев, 1984; Юдин, 1994 и др.].

На юге Украины доказательство складчато-надвигового строения также позволяет выявлять дополнительные направления поисков полезных ископаемых, как твердых (рудных и нерудных), так и нефтегазовых. На примерах Донбасса и Крыма закономерности размещения твердых полезных ископаемых на основе надвиговой модели опубликованы в работах [Юдин, 2003, 2003а, 2005а, 2006; Юдин, Артеменко, 1996 и др.]. Геодинамические и структурные критерии нефтегазоносности изложены в монографиях и статьях [Юдин, 1997, 1998а, 2000а, 2001а, 2001б, 2002а, 2002б, 2003, 2004, 2005б, 2006, 2008, 2011, 2011б и др.].

Структурные критерии определяются размещением антиклинальных и тектонически экранированных ловушек, расположенных в аллохтонах и автохтонах (рис. 1.15).

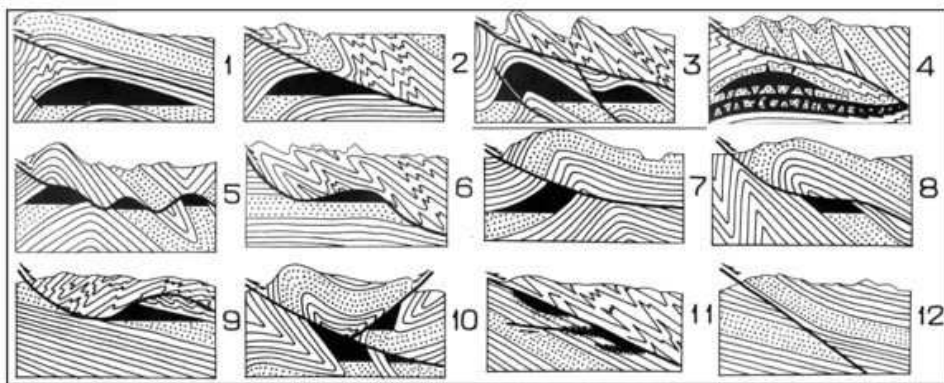


Рис. 1.15 - Возможные типы складчато-надвиговых ловушек углеводородов (точками обозначены пласты-коллекторы, черточками - покровы, черным – залежи углеводородов). 1 - аллохтонная и поднадвиговая антиклинали при послойно-секущем надвиге; 2 - поднадвиговая экранированная; 3 - поднадвиговые антиклинали; 4 - ловушка в своде седловинной зоны отрыва; 5-10 - разные тектонически экранированные ловушки: 5-6 - при извилистом сместителе надвига в слабо дислоцированных толщах, 7 - во фронтальном крыле антиклинали автохтона, 8 - в тыловом крыле антиклинали; 9 - в ныряющей части надвига; 10 - в сложно построенных структурах; 11 - «жильного» типа; 12 - бесперспективная принадвиговая моноклираль-дуплекс.

Как видно на рисунке, практически все принадвиговые структуры, кроме №12, могут накапливать залежи углеводородов. Эпигенетические рудные ископаемые часто имеют сходные закономерности образования в принадвиговых структурах. Поэтому продольные зоны фронтальных дислокаций надвигов и особенно неизученные поднадвиговые структуры представляются весьма перспективными.

Ниже приведены примеры выделения потенциально нефтегазоносных и рудононосных структур, зон и формационных комплексов в складчато-надвиговых районах юга Украины.

Южный Донбасс традиционно рассматривался с позиций разломно-блокового строения. Рудоконтролирующими здесь считались круто падающие прямолинейные сбросы, сдвиги, реже взбросо-надвиги и «глубинные разломы». Они противоречиво отображались на несбалансированных геологических картах и в большинстве не подтверждались последующими работами, что не позволяло выбрать одну реальную модель строения и прогноза. Создание структурно сбалансированной карты и разрезов позволило сделать вывод, что Южный Донбасс имеет сложное чешуйчато-надвиговое, шарьяжное строение и выявить иные критерии поиска углеводородов и рудных залежей [Юдин, 2002, 2003, 2004, 2005, 2005а, 2006].

Обоснование скрытой Донецкой коллизионной сутуры [Юдин, 2003] позволяет иначе рассматривать стратегию поисков полезных ископаемых. При южном наклоне сутурного шва верхнепалеозойский магматизм и ретронадвиговые структуры Южного Донбасса в зоне его сочленения со щитом следует отнести к разряду активно-окраинных. Для активных окраин (андийского типа) в мире характерны определенные наборы рудных формаций и месторождений, что следует учитывать при поисках новых месторождений. Геодинамическая модель хорошо объясняет поперечную металлогеническую зональность Донбасса. Например, низкотемпературное и низкобарическое ртутное оруденение Северного Донбасса закономерно приурочено к пассивной окраине и ее складчато-надвиговым дислокациям. В надсутурной зоне и на активной окраине присутствуют более высокотемпературные и высокобарические золото-полисульфидные руды. Это позволяет определять рудный потенциал районов Донбасса и повышает достоверность прогноза.

Структурные критерии определяют размещение руд в кон-

кретных дислокациях. Эпигенетические рудопроявления в Южном Донбассе приурочены к зонам пологих надвигов и послонных срывов, а также к присводовым отслоениям (седловинным жилам) принадвиговых складок [Юдин, 2003, 2006].

В сместителях крупных надвигов выделено и прослежено десять крупных меланжей. В них формировались автогидротермальные растворы, которые выщелачивали, перераспределяли и концентрировали различные минералы. В результате возникли широкие и мощные зоны с многочисленными хаотически расположенными мелкими рудопроявлениями. В участках над и под меланжами, могут формироваться более крупные рудопроявления и месторождения. Продольные полосы фронтальных аллохтонных дислокаций вдоль надвиговых меланжей представляются наиболее перспективными для выявления рудных месторождений [Юдин, 2006].

Флэты в толще карбона имеют свою специфику. Она заключается в однородности состава кластолитов, в слабой дислоцированности выше- и ниже лежащих карбонатных отложений, а также в приуроченности меланжей к пластичной толще сланцев – свите C1ve. В микститах местами образованы крупные, до 20 м, зоны кристаллического кальцита, жилы и жёоды с белым кварцем, маршаллитом, хрусталем, аметистом, реже сульфидами. Здесь же присутствует золото в не четко выясненных структурных ловушках.

Другая специфика послонных меланжей заключается в разубоживании седиментогенных месторождений. Например, в свите C1ve были известны пласты перспективных мелкозернистых фосфоритов. Однако ненарушенные участки разреза свиты сохранились лишь в локальных кластолитах. Почти повсеместное брекчирование, мелкая складчатость и будинаж значительно понижают перспективность толщи и приводят к необходимости специального поиска крупных кластолитов или отдельных чешуй в серии дуплексов. В матриксе флэтового меланжа присутствуют многочисленные мелкие участки окисленных сульфидов, обычно образованных на контакте с кластолитами. В южном ограничении Донбасса региональный детачмент - Раздольненский надвиговой меланж имеет свою специфику рудообразования и включает кластолиты из кимберлитов [Юдин, 2003, 2006]. В его полосе развиты многочисленные геохимические аномалии и мелкие рудопроявления широкого геохимического спектра.

С позиций моноклинально-блокового строения Южный Донбасс считался бесперспективным для поисков нефти и газа. Переинтерпретация глубинного сейсмопрофиля «Добрэ» в «Южной зоне блоковых структур» с чередованием сбросов и взбросов, позволила выявить надвиги, а в их автохтоне под протерозойским комплексом - отражающие горизонты осадочной, слоистой толщи. Под Волновахским надвиговым выступом пород протерозоя выделена серия чешуй, предположительно состоящих из толщ карбона и девона. Они образуют крупную потенциально нефтегазоносную Подродниковскую антиклиналь [Юдин, 2004, 2005]. В мире месторождения в поднадвиговых антиклиналях, перекрытые древними метаморфизованными комплексами, известны в бассейне Грин-Ровер в Скалистых горах Америки и др. [Тектоника..., 1990; Ладиженский, 2004 и др.]. Аналогичные структуры можно предполагать юго-восточнее по простиранию на севере и на юге «Кряжа Карпинского». Южнодонецкие ретронадвиги по простиранию к северо-западу непосредственно прослеживаются в Днепровско-Донецкую впадину. В настоящее время там построены лишь несбалансированные сбросово-блоковые модели строения, которые требует переинтерпретации.

Предскифийский краевой прогиб, имеющий ширину 20-100 км и длину более 2200 км от Добруджи до Каспия, выявлен как один из наиболее крупных и мало изученных в южном регионе. С геодинамических позиций он был намечен при обосновании позднепалеозойской Северокрымской сутуры южного наклона [Юдин, 1994а, 1995]. По интерпретации сейсморазведки, структуры здесь представлены складчато-надвиговыми дислокациями северной vergentности. Несмотря на большие глубины залегания и значительный эпигенез палеозойских пород, структурно-формационный комплекс Предскифийского прогиба представляет собой новый не изученный и перспективный объект для поисков месторождений нефти и газа в поднадвиговых антиклиналях [Юдин, 2001а, 2008, 2011].

В Крымском регионе поиски залежей углеводородов длительное время основывались на представлениях о вертикально-разломно-блоковой тектонике. В Равнинном Крыму и в акватории Черного моря был открыт ряд месторождений. При бурении в отдельных структурах были выявлены надвиги и принадвиговые структуры горизонтального сжатия. Аналогичные дислокации обнаружены восточнее, что позволило на основе представлений структурного мобилизма обосновать их склад-

чато-надвиговое строение и наметить дополнительные тектонические критерии поисков углеводородов [Казанцев, 1982].

Методика и научные основы поисков принадвиговых ловушек близкого типа отражены в ряде монографий [Камалетдинов М.А. и др., 1983-1988; Юдин В.В., 1994 и др.]. Предшествующие модели строения сложно построенных нефтегазоносных структур Крыма были составлены без учета сбалансированности и в большинстве своем геометрически некорректны. Ошибки при определении общей вергентности структур, расположении корневых зон надвигов и дискуссионность интерпретаций конкретных объектов привели к скептическому отношению нефтяников к надвиговым моделям Крыма. Создалась ситуация, когда в относительно хорошо изученном районе тектонические критерии блоковой концепции себя исчерпали и не дают перспективных направлений поиска, а апробированные в сходных по строению районах мира мобилистские подходы не применимы из-за слабой изученности и непонимания объектов с геодинамических позиций. Изучение структур и формаций Крыма позволило наметить новые направления поисков и конкретные структурные ловушки в районах, считавшихся ранее бесперспективными. Основные из них приведены ниже.

Предгорнокрымский потенциально нефтегазоносный район выделен в широкой полосе от Севастополя до Феодосии и продолжается в шельфовой части Черного моря [Юдин, 1997, 1998а, 2001]. До настоящего времени он слабо изучен сейсморазведкой и глубоким бурением. С позиций представлений геосинклинальной и разломно-блоковой тектоники район считался бесперспективным для поисков углеводородов, что отражено в ряде карт и публикаций.

После обоснования под мел-кайнозойской толщей Предгорной сутуры, в ее автохтоне логично расположилась мощная среднеюрско-нижнемеловая моласса Битакского краевого прогиба, подстилаемая таврическим флишем и предположительно известняками перми-карбона. О наличии на глубине палеозойских известняков можно судить по кластолитам в Симферопольском меланже. Значительная часть прогиба перекрыта аллохтоном, под которым можно прогнозировать потенциально нефтегазоносные поднадвиговые ловушки. К ним относятся Симферопольская, Гераклейская и Двужорная и др. антиклинали [Юдин, 2002б].

Параметрическая скважина Симферопольская-1 вскрыла, под чехлом олигоцена и нижнего мела (верхнего структурного этажа) папаавтохтонную Симферопольскую антиклиналь, сложенную юрской молассой и меланжированным, динамометаморфизованным комплексом триаса-юры. На глубинах 3280-3582 м под надвиговым меланжем скважина вошла в поднадвиг из ранее неизвестного потенциально нефтегазоматеринского комплекса. Он представлен микрослоистыми темными филлитами со споропыльцой мелового возраста [Юдин, Гошовский, Еременко, 2006]. Вскрытие поднадвиговой зоны - принципиально новый факт для стратегии поисков углеводородов, что позволяет пересмотреть перспективы нефтегазоносности ряда других автохтонных структур района. Примерами тому – предполагаемые под метаморфическими породами аллохтонов осадочные комплексы на Голицинском месторождении в Черном море, на Матросской структуре в Азовском море [Юдин, 2008] и др.

Надвиговые интерпретации не воспринимаются еще многими специалистами. Так, группа крымских геологов-съемщиков относит нижнемеловые сланцы поднадвига к раннему-среднему карбону [Державна геологічна карта..., 2008]. Геологи из Львова [Полухович и др., 2007, 2008] считают, что надвигов нет и забой скважины, пройдя нормальный разрез, находится в породах раннепротерозойского возраста. Такая интерпретация «ненарушенного стратиграфического разреза» сводит к нулю перспективы нефтегазоносности Предгорной зоны Крыма и саму возможность выявления поднадвиговых структур.

В Предгорной зоне можно прогнозировать другие крупные поднадвиговые антиклинальные ловушки в Старокрымском, Бахчисарайском районах и на шельфе Черного моря. В поднадвиговых структурах мира открыто много месторождений углеводородов [Ладыженский, 2004, Тектоника..., 1990 и мн. др.]. Породы, вскрытые в автохтонах надвигов, закономерно имеют меньшую степень преобразования, более молодой возраст и меньшую дислоцированность. Отметим, что по простиранию восточнее, в сходной геологической структуре от Северного Предкавказья до Баку выявлены нефтегазовые месторождения, а в Предгорной зоне Крыма их пока нет.

Структурно-геодинамическая модель, обосновывающая высокоамплитудную квазисубдукцию осадочных комплексов под Горный и Равнинный Крым, повышает нефтегазовый потенциал этого региона. При поддвиге происходит выжимание,

термолиз и возгонка углеводородных флюидов из сдвигаемых по надвигам и складкам осадочных толщ с миграцией нефти и газа в вышележащие комплексы. В результате, потенциальные ресурсы района могут быть значительно больше, чем в обычных осадочных бассейнах. Главную роль в таких условиях играет наличие еще недостаточно изученных структурных ловушек.

На Керченском полуострове переинтерпретация материалов сейсморазведки, бурения и геологической съёмки с позиций геодинамики и сбалансированности структур, также позволила создать существенно иную модель строения. В её основе выделение пологих неоген-четвертичных надвигов и ретронадвигов с принадвиговыми складками. Общее строение полуострова нами определено как дивергентная структура Керченского поп-ап [Юдин, 2010а, 2011]. В южной половине выделяются надвиги северного падения, наклоненные под углами около 30°, с локальными бескорневыми складками. Вдоль осевой зоны полуострова происходит смена асимметрии и в северной половине преобладают ретронадвиги южного падения.

Сравнение приповерхностного и глубинного структурных планов показывает их значительное несоответствие. Оно выражается в увеличении интенсивности сжатия структур с глубиной, подчёркивающей их синскладчатый характер и большую длительность формирования дислокаций. В каждой тектонической пластине выделяется свой структурный план, не похожий на залегающий и выше и ниже. Как следствие, для при опосковании антиклиналей со смещенными сводами необходимо автономное бурение на каждую из них, или бурение куста наклонных скважин на конкретную структурную ловушку. Разрез Керченского полуострова, допускающий палинспастическую реконструкцию, значительно отличается от предшествующих блоковых моделей [Юдин, 2008, рис. 20, 2011]. Он свидетельствует о большой роли послонных срывов, связанных с пластичными толщами и о присутствии чешуй-дуплексов. Дуплексирование разреза выявлено в скважине №3-Зап. Фонтановка, где трижды пройдены отложения позднего мела. Сбалансированные построения позволяют оптимизировать поиск залежей углеводородов в аллохтонных и поднадвиговых ловушках, отбраковывать геометрически нереальные модели и исключать заложение непродуктивных скважин.

Прикрымская складчато-надвиговая структурная зона расположена в акватории Черного моря к югу от Горнокрымской складчато-надвиговой области [Юдин, 2001-б] и протягивается на 300 км 60-километровой полосой вдоль шельфа и батинального

склона. Северное ограничение зоны проходит по пологому Южнобережному надвигу с одноименным меланжем, а южное – по Северочерноморскому надвигу того же, северного наклона. Интерпретация материалов сейсморазведки однозначно показывает развитие здесь принадвиговых складок, что отражено в работах многих исследователей. Мнения еще многочисленных авторов, считающих, что здесь развиты крутые «разломы», сбросы или корневая зона «Шарьяжа Яйлы» с обратной асимметрией, не соответствуют структурной сбалансированности и ведут к неправильной оценке и даже к отрицанию перспектив нефтегазоносности.

Прикрымская структурная зона разделяется на две продольные подзоны - Шельфовую и Батиальную. Шельфовая структурная подзона представляет собой перекрытый неоген-четвертичными отложениями и погруженный надвигами фрагмент Горнокрымской складчато-надвиговой области. В ее западной половине развиты мелкие интенсивные дислокации, не поддающиеся на сейсмопрофилях однозначной интерпретации. На востоке, в прикерченском шельфе в мел-кайнозойском комплексе развиты принадвиговые структуры аналогичные Южнокерченской зоне. Примером тому - продуктивное бурение скважины Субботина-403, строение которой интерпретируется в надвиговой модели.

Батиальная структурная подзона расположена на склоне с перепадом подводного рельефа до 1,5 км. По интерпретации сейсморазведочных данных, надвиги северного наклона, здесь являются главным структурным элементом. В плане и разрезе, в соответствии с принципами сбалансированности, они не пересекаются, а разветвляются. С глубиной разрывы выполаживаются, что позволяет предполагать в основании дислоцированного комплекса детачмент - субпослойный пологий срыв мезозойско-кайнозойского осадочного чехла по кровле фундамента. В аллохтонах наиболее высокоамплитудных надвигов выделяются ретронадвиги обратного, южного наклона, местами переходящие во флэты. Складки Батиальной структурной подзоны имеют не диапировое, а принадвиговое происхождение. Антиклинали здесь линейные и брахиформные, асимметричные, бескорневые, преимущественно с южной вергентностью. Они приурочены к фронтальным частям надвигов и к параавтохтонам. По многочисленности структурных ловушек зона не имеет аналогов в Украинской акватории Черного моря. Несмотря на значительные технические трудности освоения и присутствие региональных подвод-

ных олистостром, это позволяет выделять акваторию, как весьма перспективный Батиальный потенциально нефтегазоносный район.

Таким образом, выделение и картирование надвиговых структур позволяет дополнять и корректировать критерии поисков различных полезных ископаемых, а также выявлять новые перспективные районы.

ГЛАВА 2. МЕЛАНЖИ

В природе сместители крупнейших разрывов представляют собой не абстрактные плоскости, а мощные зоны передробленных пород. Чем больше амплитуда и сложность строения крыльев, тем разнообразнее состав обломков пород в сместителе. На мелкомасштабных и обзорных геологических картах зоны разрывов допустимо показывать линией. Однако при масштабах 1:200000 и тем более 50000, на картах меланжи занимают широкие полосы и должны отражаться как отдельные тела.

Меланж (от французского слова - смесь) представляет собой эндогенный хаотический комплекс брекчированных пород, образованных в сместителях высокоамплитудных взбросо-надвигов, реже сдвигов и сбросов. В современном понимании термин «меланж» впервые был введен в 1919 году Е. Гринли (Greenly), что отражено в ряде геологических словарей. В 50-60-х годах прошлого века были опубликованы многочисленные зарубежные работы по выделению и строению меланжей в Америке, Средиземноморском поясе, Альпах, Карпатах, Кавказе Турции, Иране и многих других регионах [Cowan, 1985, Guewa, 1974, Hibbard J. and Williams, 1979, Page B., 1978 и др.]. Из отечественных публикаций следует особо отметить следующие работы: [Беллостокский, 1978; Книппер, 1971; Соколов, 1974; Казьмин, 1971; Кузнецов и др., 1990; Куренков, 1978; Макарычев, 1974; Геологическое..., 1992; Юдин, 1993, 1998, 2000, 2008, 2011 и др.]. В настоящее время можно констатировать, что в строении складчато-надвиговых поясов мира рассматриваемый тип микститов является скорее закономерностью, чем исключением. При геологических съемках во многих районах он был пропущен.

Меланжи состоят из *глыб (кластолитов)* разного состава, размера и возраста, которые оторваны при смещении от крыльев разрыва, и погружены в мелкообломочный матрикс. Породы в крупных кластолитах обычно менее изменены по сравнению с матриксом и часто сохраняют свой первоначальный облик. По составу меланжи делятся на мономиктовые (из одинаковых по составу глыб) и полимиктовые (из разных пород).

Вторая составляющая меланжа - тектонически перетертая масса, называемая *матрикс*. По литологическому составу кластолитов и матрикса выделяют осадочные, терригенные, вулканогенные, серпентинитовые, офиолитовые, автокластические, эвапоритовые и другие разновидности. В отличие от мелких зон

брекчирования, меланжи представляют собой крупные отдельные геологические тела, которые отражаются на картах и разрезах автономно, наряду с традиционными стратиграфическими, метаморфическими и магматическими комплексами.

Одним из главных признаков выделения меланжей считается линейность зоны распространения и значительная тектонизация матрикса, в котором присутствуют новообразованные гидротермальные минералы. Этим они достаточно четко отличаются от олистостром. Матрикс представляет собой тектонит, образованный за счет переработки одного или нескольких типов осадочных метаморфических или магматических пород. По составу его и кластолитов, как правило, можно судить о формационных комплексах, слагающих крылья разрывов, даже если они глубоко погружены и недоступны непосредственному изучению по материалам бурения.

Тектониты эндогенного происхождения включают в себя обширную группу различных вещественно-структурных образований. Приведем краткую характеристику основных элементов, составляющих матрикс по [Александров 1978].

Тектоническая брекчия - хаотическое скопление в зоне разрыва сцементированных, угловатых относительно изометричных обломков пород независимо от их размеров. Перетертая часть представлена теми же породами, но интенсивнее дезинтегрированными. Термин применяется для обозначения большинства динамокластитов, за исключением тех, в которых продукты механической дезинтеграции полностью переработаны.

Катаклазит - интенсивно раздробленные образования, в которых разрушению подверглась не только сама порода, но и ее отдельные составные части. Происходят деформации кристаллических решеток минералов. В шлифах фиксируется волнистое угасание зерен кварца, образование двойников скольжения, изменение форм, размеров зерен и др. К катаклазитам относится и глина трения, понимаемая, как тонкий агрегат

перетертых минералов, обычно содержащий до 10% мельчайших порфиорокластов или порфиробластов. Для рыхлых катаклазитов и тектонических брекчий характерны изменения, типичные для зоны гипергенеза. Этим объясняется нередкое ошибочное отождествление их с базальными горизонтами, в том числе с корами выветривания.

Бластокатаклазит представляет собой плотную связную породу, нередко близкую к материнской по составу, но частично перекристаллизованную. В нее могут быть включены обломки

иных пород, обычно развитых на незначительном удалении. При образовании бластокатаклазита по интрузивным породам такие обломки могут ошибочно приниматься за ксенолиты. Диагностика таких пород осуществляется в основном при микроскопическом изучении. Главным структурным признаком является бластез - перекристаллизация в твердом состоянии.

Милониты – тонко перетертые горные породы, в которых порфирокласты минералов материнской породы заключены в матрикс с флюидальной текстурой. Различают милониты, бластомилониты и ультрамилониты. Главным критерием различия милонита и катаклазита считается флюидальный матрикс, образование которого обусловлено твердофазными превращениями. Милониты определяются по характерной флюидальной текстуре матрикса и наличию порфирокластов.

Будинаж – процесс разделения жестких горных пород, заключенных между слоями более пластичного материала, на линзовидные фрагменты-будины. Их размеры варьируют от миллиметров и метров, иногда достигая нескольких километров.

Флюидаж - порода, полностью преобразованная за счет пластического течения и динамометаморфизма без или с незначительным содержанием продуктов механического дробления материнских толщ. Флюидаж может быть представлен породами, находящимися на различных стадиях преобразования. На начальной стадии происходит уплотнение аргиллитов, перекристаллизация карбонатных пород. При более глубоких изменениях образуются кварцевые жилы и вторичные кварциты. При еще большем преобразовании возникают различные сланцы: серицит-хлоритовые, тальковые, биотитовые, вплоть до амфиболитовых и глаукофановых, характерных для коллизионных сутур.

2.1. Классификация меланжей

Общепринятая генетическая классификация меланжей отсутствует. Традиционно меланжи разделялись по составу матрикса (на серпентинитовый, терригенный, гипсово-карбонатный и т. д.) или по составу глыб - мономиктовый и полимиктовый [Геологическое..., 1992 и др.]. Предложены разные варианты классификаций не похожие друг на друга и противоречивые по выделению типов. Кроме того, одинаковые по литологическим признакам типы микститов могут образовываться в разных тектонических и геодинамических условиях. Например, полимиктовый сер-

пентинитовый меланж может формироваться в подошве крупных офиолитовых тектонических покровов, в коллизионных сутурах, в аккреционном клине невулканических дуг и в трансформных сдвигах.

Нами предложена новая генетическая, структурно-геодинамическая классификация меланжей (**рис. 2.1**). Эндогенные микститы, в основном, связаны с крупнейшими надвигами и надвиго-сдвигами. Ниже приведена характеристика выделенных подразделений.

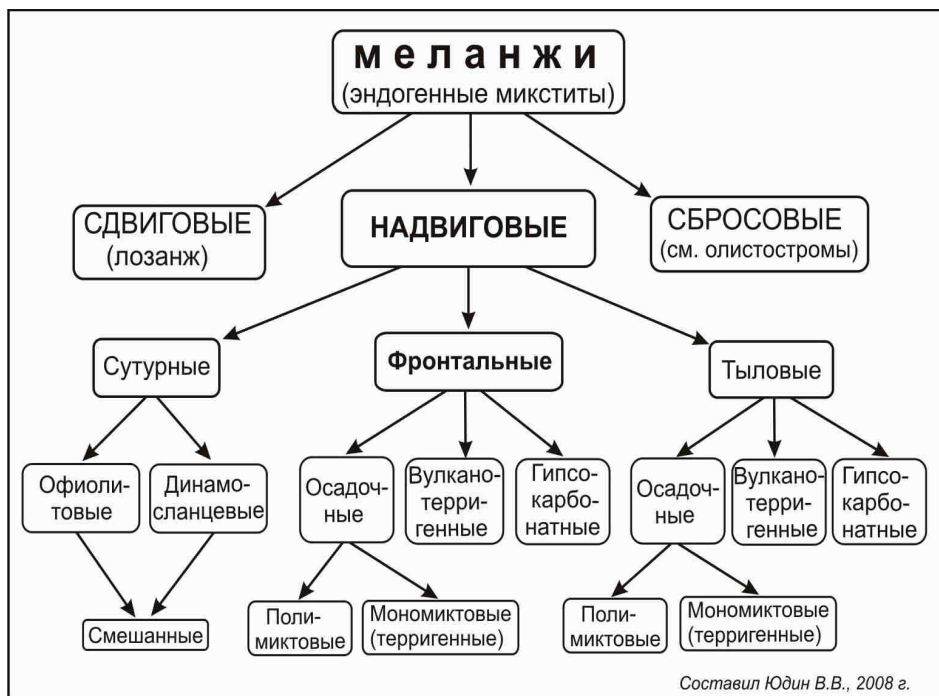


Рис. 2.1 – Классификация меланжей

Сбросовые меланжи формируются на крыльях раздвигов при эндогенном рифтогенезе и спрединге. Однако по своей сути они имеют гравигенное происхождение и формируют другой тип микститов - экзогенные олистостромы. По нашему мнению, к собственно меланжам их относить нельзя. По-

этому, сбросовые микститы рассмотрены в разделе 3 при описании дивергентных рифтовых олистостром. Отнесение меланжа к сбросовому типу возможно лишь в том случае, когда кинематика разрыва не вызывает сомнений и в зоне сброса присутствуют синхронные высокотемпературные минералы, свидетельствующие об эндогенном происхождении. При этом следует дифференцировать собственно меланж и возможно совместно или наложено образованный олистостромовый комплекс.

Сдвиговые меланжи в чистом виде присутствуют редко. Обычно они связаны с надвигами или сдвиго-надвигами. Специфической особенностью сдвиговых меланжей является формирование полосовых скоплений ромбовидных в плане кластолитов, расположенных под углом к простиранию сдвига. Такие зоны ромбовидных блоков получили название *лозанж* [Кутейников, Кутейникова, 1989]. Морфологически лозанж иногда напоминает систему пластин-дуплексов, расположенных на бок. Второй характерный признак сдвиговых меланжей - наличие в матриксе мелких складок с субвертикальными и круто падающими шарнирами. Важнейшую роль в выделении этого типа микститов является достоверное определение реального сдвигового типа самого нарушения, с четким разделением правостороннего или левого смещения и его амплитуды. Решающее значение при этом играет возможность палинспастической реконструкции деформаций в досдвиговое положение, которая может существенно повлиять на правильность определения типа разрыва.

Очень многие крупные сдвиги, показанные на геологических картах суши и акватории юга Украины, недостаточно обоснованы геолого-структурными данными, не допускают палинспастической реконструкции и геометрически нереальны по балансу смещенных ими геологических тел по простиранию разрыва. Как следствие, микститы, в них становятся проблематичными по генезису.

Надвиговые меланжи. Подавляющее большинство меланжей связано с надвигами и сдвиго-надвигами, сформированными при конвергенции. Наиболее масштабные и специфические из них развиты в коллизионных швах - сутурах, где разделяются на офиолитовые (с кластолитами из ультрабазитов, базитов и радиоляритов) и динамосланцевые (преимущественно из голубых сланцев, с глаукофаном, рибекитом, кросситом и др.).

Микститы в складчато-надвиговых областях, сформированные при субдукции и коллизии, в общем похожи. Четкой и резкой границы между этими геодинамическими процессами в эволюции складчато-надвиговых поясов нет. Более того, при длительной конвергенции, субдукция постепенно переходит в коллизию с образованием сходных складчато-надвиговых структур. Поэтому надвиговые меланжи четко могут быть подразделены лишь по расположению к главной зоне конвергенции - на фронтальные и тыловые.

Тыловые микститы, несмотря на внутреннее сходство с фронтальными, связаны с ретронадвигами и имеют наклон противоположный коллизионной сuture. Они диагностируются достаточно просто по расположению в тыловой зоне главного аллохтона.

Фронтальные меланжи расположены в автохтоне и параавтохтоне сuture. Они наклонены одинаково с коллизионным швом и имеют ту же вергентность, что и связанные с ними складки. Более детальная, литолого-формационная, типизация меланжей почти общепринята. Она определяется составом кластолитов, матрикса и рассмотрена в классификации нижних уровней.

Сутурные меланжи связаны с древними зонами конвергенции, в которых были поглощены значительные фрагменты палеоокеанической или субокеанической коры. После субдукции, континентальные массы древних плит или террейнов сходятся с образованием надрегионального надвига огромной амплитуды. Коллизионные швы делятся на сuture первого порядка, образованные после субдукции палеоокеанов - (субдукции Бенъофа - Б) и сuture второго порядка, после закрытия рифтогенных авлакогенов с субокеанической корой - (субдукции Амштутца - А).

Меланжи первого типа «Б», наиболее крупные и протягиваются на сотни и тысячи километров при толщине от сотен метров до нескольких километров. Они сформированы процессами, сходными с теми, что происходят на современных конвергентных активных окраинах плит. При субдукции осадочные и вулканогенные формации попадают в зону пластических течений и преобразуются под воздействием высокобарического динамометаморфизма в динамосланцы. При последующей коллизии и денудации они обычно выводятся на поверхность. Для коллизионных швов типа «Б» характерно очень длительное от десятков до сотен

млн. лет непрерывное формирование меланжей, полимиктовый, серпентинитовый состав с офиолитовыми брекчиями.

Меланжи субдукции типа «А» обычно представлены полимиктовыми терригенными разностями, расположенными в древних инверсированных авлакогенах. Они не всегда выводятся на поверхность и часто погребены под толщей осадочных пород, как например, в Донбассе.

При субдукции и коллизии в сутурных меланжах проявляется динамометаморфизм высоких давлений и относительно низких температур. Здесь же развита самая интенсивная дислоцированность из всех известных на Земле. Специфической отличительной особенностью их является наличие кластолитов из офиолитовой триады палеоокеанической коры. Могут присутствовать фрагменты пород первого осадочного слоя, сложенного глубоко-водными илами и радиоларитами, превращенными в яшмы и фтаниты, фрагменты второго-третьего слоя из базальтов и габброидов, а также ультрабазиты подстилающей мантии. Ультрабазиты обычно сильно изменены и серпентинизированы. Вследствие меньшей прочности, они составляют матрикс или псевдоинтрузивные глыбы и массивы, окруженные матриксом. В зависимости от преобладающего состава пород, сутурные меланжи подразделяются на офиолитовые и динамосланцевые.

Рассматриваемый тип микститов закономерно развит почти во всех складчато-надвиговых областях, где произошла коллизия и является скорее правилом, чем исключением. Примерами тому - Урал, Тянь-Шань, Кавказ, Загрос, Анатолия, Альпы, Крым и др. Наиболее эффектны молодые или ремобилизованные сутурные меланжи в горных районах при рассмотрении их в крест простирания (**рис. 2.2**). На фото коллизионных швов Тянь-Шаня (А), Урала (Б) и Эльбурса (В) видно хаотическое строение микститов, пологий наклон сместителей, а также автохтон, из моласс краевого прогиба и подстилающих формациями пассивной окраины.

В древних микститах хорошая обнаженность встречается не часто, из-за малой прочности пород матрикса. Поэтому на основе хорошо обнаженных и изученных молодых активных зон необходимо распознавать их аналоги не только в слабо обнаженных районах, но и при их перекрытии осадочным чехлом по материалам бурения, геофизики и по отдельным выходам. На юге Украины примеры выделения сутурных меланжей на основе данных керн бурения и формационного анализа опубликованы в работах [Юдин, 1993, 1995, 1998, 2001, 2008, 2011.].

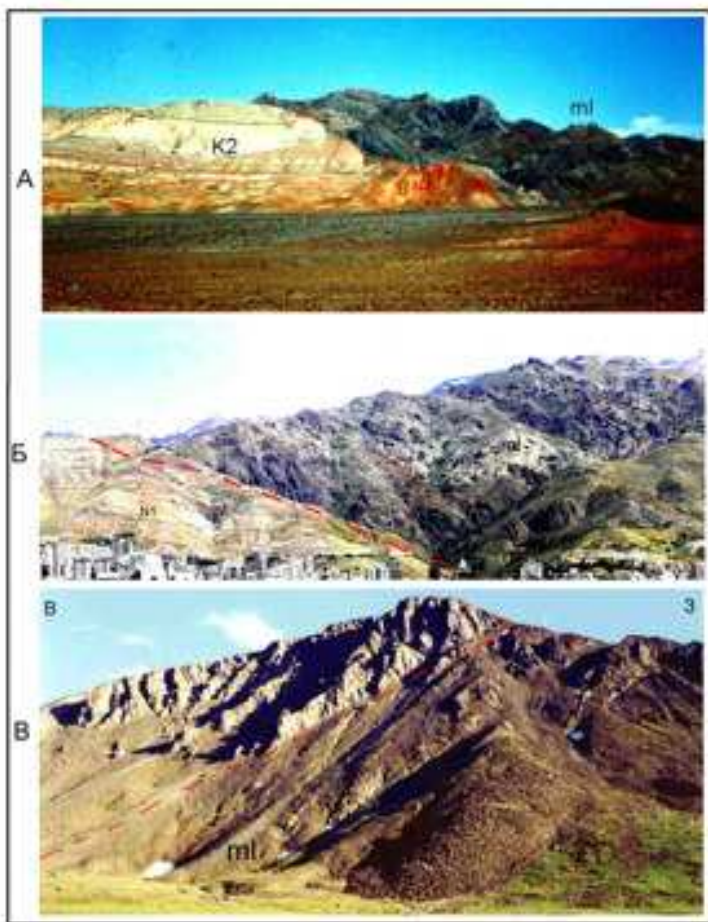


Рис. 2.2 Присуттурные меланжи разных регионов: А – Тянь-Шань, Б – Эльбурс, В – Приполярный Урал

Офиолитовые меланжи по составу весьма разнообразны. Традиционно они назывались *серпентинитовыми* и закартированы во многих разновозрастных складчато-надвиговых поясах мира. Описанию таких микститов посвящена серия отечественных и зарубежных работ [Книппер 1971, 1978, Кузнецов и др., 1990, Макарычев, Куренков, 1974 и мн. др.]. Серпентинитовые меланжи ча-

ще распространены в основании офиолитовых покровов. Одна из типичных, хорошо обнаженных и наиболее изученных структур такого рода – коллизийная сутура в Южном Тянь-Шане.

В качестве методического примера описания офиолитового меланжа, приведем его краткую характеристику по работе [Геологическое..., 1992] и др. Толщина микстита составляет около 300 м. Матрикс сложен сильно тектонизированными серпентинитами, которые на отдельных участках превращены в рыхлый милонит. Кластолиты представлены плотными бластитовыми серпентинитами, габбро-диабазами, спилитами, диабазами, кремнями-радиоляритами и яшмами. Глыбы имеют размеры от нескольких до 100 м, обычно удлиненную форму и вытянуты по простиранию, занимая не более 30% объема микстита. В собственно сутурной зоне больше развиты полимиктовые разновидности. Они слагают вытянутую линейную зону протяженностью во многие сотни километров, при ширине выхода от сотен метров до первых километров.

Детальные описания меланжей опубликованы вдоль главного офиолитового шва [Куренков, 1978, 1983; Геологическое..., 1992; Бискэ, 1996 и др.]. Матрикс из тектонизированных серпентинитов, местами превращен в тонкий перетертый агрегат по исходным дунит-гарцбургитам. Кластолиты от сантиметров до первых сот метров, имеют неправильную форму. Они представлены глыбами пород офиолитовой ассоциации (амфиболизированное габбро, пироксениты, лерцолиты, базальтоиды, офикальциты и их конглобрекчи, кремни и яшмы). Меланж перекрывается или включает в себя фрагменты тектонических чешуй разного состава. Иногда в нем отмечаются округлые фрагменты серпентинизированных известняков с фауной от девона до раннего карбона и полимиктовых песчаников, свидетельствующих о строении формаций в крыльях сутуры.

Из приведенных описаний следует, что традиционное название «серпентинитовый меланж» не вполне отвечает составу кластолитов, а иногда и матрикса. Поэтому такие микститы по [Бискэ, 1996 и др.] правильнее называть *сутурным офиолитовым меланжем*, подразумевая различный состав слагающих пород с присутствием офиолитов.

Динамосланцевые меланжи отличаются от офиолитовых преобладанием метаморфических сланцев высоких давлений и низких температур с незначительным содержанием кластолитов. Такие зоны характерны для верхних частей коллизийных сутур, первоначально сложенных абиссально-батиальными оса-

дочными породами аккреционного клина. Они описаны на Урале [Ремизов и др., 2002] и во многих других регионах. Синонимами названий такого меланжа являются *инфразеленосланцевый*, *глаукофансланцевый*, *голубых сланцев* и другие, в зависимости от преобладающего состава слагающих пород и уровня динамометаморфических преобразований.

Хаотическое строение сутурных микститов и их частей, не всегда позволяет четко дифференцировать вышеуказанные разновидности. Тогда, и особенно при обобщенных региональных построениях, на мелкомасштабных картах принято говорить о смешанных типах или о невозможности выделения отдельных литологических разновидностей.

На территории Украины разновозрастные сутурные меланжи выделены в разных районах [Юдин, 2008]. Они присутствуют в протерозойских комплексах Украинского щита, где сохранились фрагменты офиолитов палеоокеанической коры [Пастухов и др., 1993, Глевасский и др., 2005]. Там они представлены линзовидными кластолитами, состоящими из толеитовых базальтов типа современных срединно-океанических хребтов, расслоенных габброидов и ультраосновных пород (перидотитов, дунитов, лерцолитов, гарцбургитов, амфиболитов). Весь литодинамический комплекс изменен в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях динамометаморфизма. Кремнистые породы офиолитовой триады представлены железистыми кварцитами (джеспилитами) и яшмоидами. Матрикс сложен милонитами, серпентинитами, актинолитовыми и тремолитовыми сланцами, пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами с моноклинально-изоклинальной структурой. В межсутурных блоках развиты не только надвиговые, но и сдвиговые меланжи [Горяйнов и др., 2004].

Фанерозойские сuture на юге Украины перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских пород и не доступны непосредственному картированию. О присутствии позднепалеозойского Присутурного офиолитового меланжа в Северокрымской сuture можно судить по хаотической записи на морских сейсмопрофилях, по анализу геофизических полей, а также по фрагментарным данным об офиолитах, полученных при бурении и по другим геодинамическим и формационным признакам [Юдин, 2001a].

Мезозойский офиолитовый меланж обоснован по материалам бурения в Предгорной коллизионной сuture Крыма, на

Симферопольском поднятии [Юдин, 1993, 1995, 2001а, 2008, 2011 и др.]. Здесь, в 30 км к северо-востоку от Симферополя, при глубинном геологическом картировании под мел-кайнозойским чехлом многочисленными скважинами был вскрыт метаморфический комплекс. Ранее он интерпретировался как протерозойско-палеозойский фундамент в зоне сброса или субвертикального «глубинного разлома». Анализ материалов позволил обосновать здесь Предгорную сутуру северного падения и надвиговой При-сутурный меланж [Юдин, 1995]. Южнее в автохтоне сутуры выходит юрская моласса Битакского краевого прогиба с гальками радиоляритов. Ниже расположен фронтальный вулканогенно-терригенный Симферопольский меланж [Юдин, 1993, 2011].

Сутурный меланж представлен зоной милонитизации, полого (20-30°) падающей на север с шириной выхода 2,5-6 км. Динамометаморфизмом породы превращены в милониты и бластомилониты. Они интенсивно перетерты, передроблены и деформированы, с развитием будинажа, мелких лежащих изоклинальных складок и хаотических структур. Эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, графит-мусковитовые, кварц-карбонат-хлоритовые и другие милониты первоначально представляли собой глубоководные бескарбонатные черные сланцы. Неглубоким бурением были вскрыты глыбы из беспорядочно трещиноватых и дислоцированных габбро-диабазов и диоритов с тектоническими контактами.

В скважине №10, у с. Верхнекурганное, наряду с базальтами и диоритами, среди интенсивно перемятых кварц-серицит-хлоритовых сланцев была перебурена глыба серпентинизированных пикритов. Ультрабазиты, сложены оливином, пироксеном, серпентином, хлоритом, амфиболом, рудными минералами и пронизаны многочисленными зеркалами скольжения. Образцы кернa, с интенсивной тектонической переработкой и зеркалами скольжения, идентичны фрагментам присутурных серпентинитовых меланжей других складчатых областей. То есть, в комплексе меланжа присутствуют фрагменты разных слоев древней океанической коры и мантии. Юрско-раннемеловой возраст микстита, определен по изотопным датировкам динамометаморфических минералов матрикса, по синхронному образованию псефитов молассы Битакского краевого прогиба и по одновременному с конвергенцией активно-окраинному магматизму в Равнинном Крыму.

Фрагменты ультрабазитов, базитов и яшм отмечаются по простиранию к юго-западу, в районе Севастополя и у м. Фиолент.

Кроме того, образцы серпентинитового меланжа были подняты при драгировании батиаля Черного моря по простиранию шва. Восточнее крупные кластолиты ультрабазитов можно предполагать на глубине, по положению интенсивных локальных аномалий магнитного поля. Там зона меланжа перекрыта мощными мел-кайнозойскими толщами Индоло-Кубанского прогиба и далее обнажается на Кавказе. Огромная, в 1.5-2 тыс. км, амплитуда надвигания по Предгорной сuture, создавшей микстит, подтверждена независимыми палеомагнитными определениями специалистов разных стран и палеорекострукциями. Они суммированы в работах [В.Юдин, С.Юдин, 2008; Юдин, 2008 и др.].

Фронтальные и тыловые надвиговые меланжи располагаются, соответственно, в автохтоне и в аллохтоне параллельно древним коллизионным sutурам или в активных зонах конвергенции. По строению и составу слагающих пород, тыловые и фронтальные микститы часто похожи. Однако они четко различаются по положению в надвигах складчатого пояса относительно наклона коллизионного шва (рис.1.1).

На юге Украины примерами фронтальных меланжей являются выделенные нами мезозойские и кайнозойские меланжи Горного и Предгорного Крыма (**рис. 2.3**). Их падения соответствуют наклону мезозойской sutуры и кайнозойской зоны конвергенции. Тыловые меланжи выявлены в Южном Донбассе (**рис. 2.4**). Там они расположены на активной окраине с конвергентным магматизмом и имеют северное падение, противоположное южному наклону Донецкой sutуры [Юдин, 2002, 2003, 2006]. Фронтальные меланжи в Северном Донбассе детально не описаны. Они перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями и намечены по данным бурения и сейсморазведки.

По составу матрикса и кластолитов, среди фронтальных и тыловых надвиговых меланжей выделяются осадочные, вулканогенно-осадочные и гипсо-карбонатные подтипы (рис. 2.1).

Осадочные меланжи разнообразны по составу и называются по преобладающим литологическим разностям кластолитов и матрикса. Они были выделены и закартированы более 30 лет назад в разных регионах мира - в аккреционных комплексах запада и востока США, в Альпах, на востоке Азии в Туркестано-Алае и др. [Бискэ, 1989, 1996; Blake, Jones, 1974; Cowan, 1985; Guewa, 1974; Hibbard, Williams, 1979 и др.]. До настоящего времени такие меланжи часто ошибочно трактуются как олистостромы, в той или иной степени тектонизированные, или не выделяются совсем.

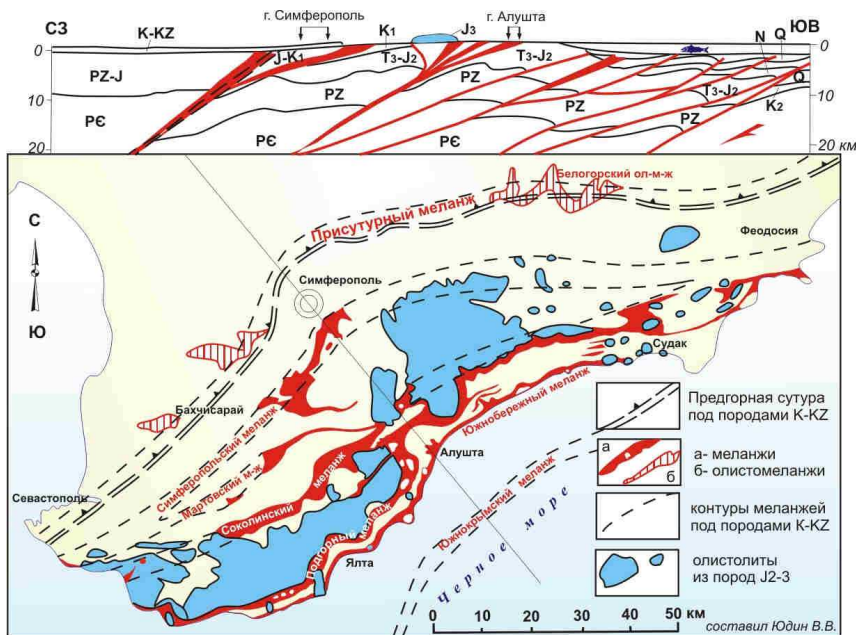


Рис. 2.3 – Микститы Горного Крыма

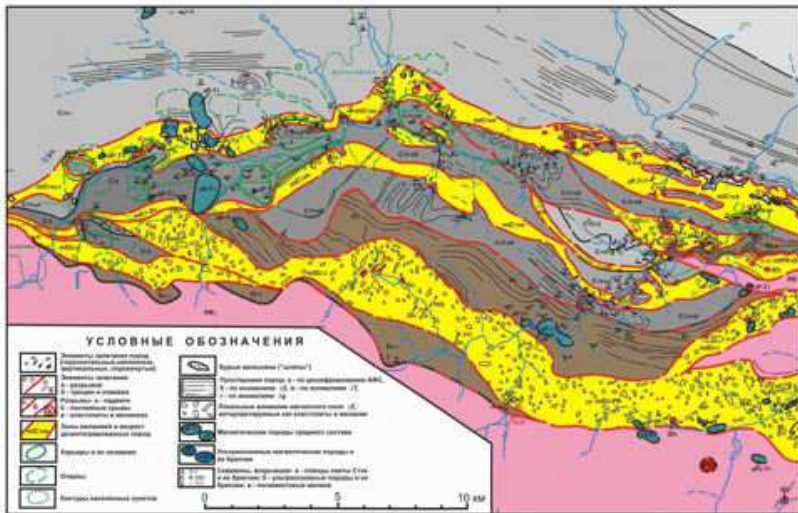


Рис. 2.4 - Тыловые надвиговые меланжи Южного Донбасса

В предшествующих классификациях микститов отдельно рассматривались терригенные и карбонатные меланжи [Геологическое..., 1992 и др.]. Поскольку оба типа пород являются осадочными, мы, как и в зарубежных публикациях, выделяем осадочные меланжи, подчеркивая седиментационный тип слагающих их обломков пород. Такие микститы, в зависимости от разного или одинакового литологического состава обломков, традиционно разделяются на полимиктовые и мономиктовые.

Автокластические мономиктовые меланжи при формировании покровно-складчатых сооружений, как правило, развиваются в подошвах или внутри интенсивно дислоцированных осадочных комплексов с высокопластичными глинистыми породами.

В северных предгорьях Алайского хребта Тянь-Шаня широко распространены и хорошо изучены мономиктовые меланжи, связанные с чешуйчато-надвиговыми деформациями в полосе развития терригенных отложений силурийско-девонского возраста [Геологическое..., 1992]. В современной структуре они шарьированы на карбонатные отложения шельфа Алайского микроконтинента и образуют серию покровов. В подошвах чешуйчатых надвигов развит автокластический мономиктовый осадочный меланж. Он слагает пластообразные и линзовидные тела мощностью до 200-300 м и протяженностью от сотен метров до 10 км. Породы хаотически, пятнами, окрашены в различные оттенки красновато-бурого, желтого, фиолетового, зеленовато-серого, серо-бурого и других цветов, что хорошо отличает их от стратифицированных образований.

Матрикс сложен эндогенным тектонитом по пластичным глинистым породам батинального комплекса. Степень тектонизации его различная - от незначительной до милонитов. Более компетентные грубообломочные песчаники, гравелиты и конгломераты обычно наблюдаются в виде включений. Их размеры и состав очень разнообразны. Мелкие включения, от первых до десятков сантиметров, представляют собой тектонические обдавыши округлой, шаровидной, караеобразной или лепешкообразной формы.

Кластолиты, размерами в десятки и сотни метров, дислоцированы меньше и состоят из компетентных пород. В них присутствует будинаж и рассланцевание глинистых разностей. Концентрация глыб в микстите различная. На отдельных участках на-

блюдается значительное их скопление, в других - резкое преобладание матрикса.

В Горном Крыму к осадочным (преимущественно терригенным) фронтальным меланжам относятся выделенные и прослеженные нами неоген-четвертичные Подгорный и Южнобережный меланжи (рис. 2.3). К типу фронтальных надвиговых микститов они отнесены вследствие падения надвигов и вергентности принадвиговых складок согласно с основной зоной кайнозойской конвергенции [Юдин, 1998, 2011].

Подгорный меланж прослеживается полосой 1–2 км вдоль всего Горного Крыма. На востоке он перекрывается интенсивно смятыми в крупные складки толщами верхнеюрских конгломератов севернее мыса Меганом. Микстит хорошо выражен в рельефе и располагается под обрывами Главной гряды Крымских гор. Хаотически расположенные кластолиты имеют размеры от дециметров до десятков метров и сложены песчаниками и конгломератами, реже известняками, датируемыми от позднего триаса до поздней юры. В районе г. Алушты присутствуют крупные кластолиты из интрузивных пород. На востоке, непосредственным продолжением микстита являются Щебетовский и Карадагский меланжи, расположенные в 10–15 км к юго-западу от г. Феодосии. Они содержат кластолиты вулканогенных образований средней юры (рис. 2.5), а также меловых и кайнозойских пород. Матрикс представлен полностью перетертыми поздне триас-раннеюрскими породами таврической серии, среднеюрскими терригенными толщами, а в отдельных участках и глинами нижнего мела.

Из-за пологого северного наклона и расчлененного горного рельефа, выход микстита в плане имеет весьма извилистую форму, напоминая пластовые треугольники Куэстовой моноклинали Предгорного Крыма. Здесь же отмечается аномальное развитие оползней, современных медленных эндогенных смещений, а также наличие высокотемпературных вторичных минералов: кварца, хлорита, алушгита, кальцита и др. Все это свидетельствует о неоген-четвертичном возрасте меланжа, активного и в настоящее время.

Подстилающие структуры из флиша таврической серии имеют очень сложное строение. Среди них выделяются изоклинальные, лежащие до ныряющих и дважды опрокинутых складки южной вергентности. Они сопровождаются надвигами, в которых развиты многочисленные локальные зоны мелких меланжей.

Кластолиты достигают размеров десятков, реже сотен метров (**рис. 2.6**). Они состоят из песчаников, известняков, фрагментов флиша и, локально, магматических пород (массивы Кастель, Плака и др.). Возраст пород кластолитов датирован от позднего триаса до поздней юры [Юдин, 2009-6, 2011].

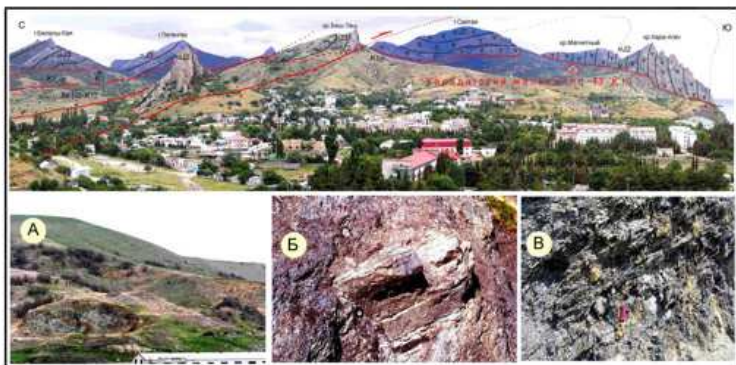


Рис. 2.5 - Карадагский меланж и ремобилизованные олистолиты: А - кластолиты андезитов, Б - кластолиты песчаников, В-матрикс

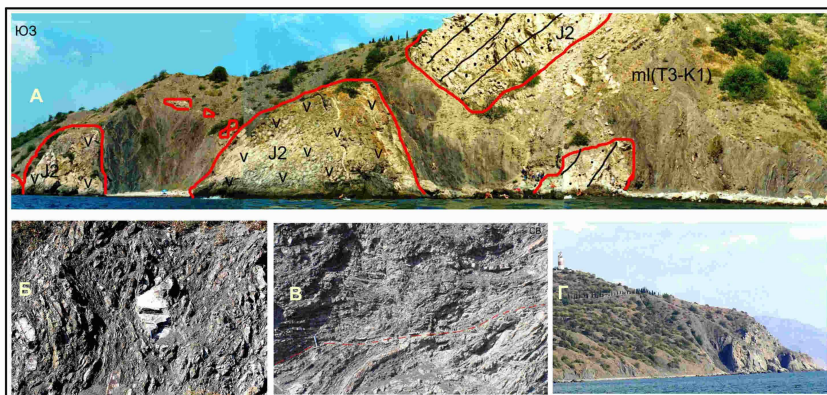


Рис. 2.6 - Южнобережный меланж на мысе Рыбачий

Южнобережный меланж выделен вдоль крутого южного берега Горного Крыма. Видимо, он частично развит и в прилегающей прибрежной полосе моря, вследствие чего ширина его

выхода больше, чем видна на суше (0,5–1 км). Как и одноименный надвиг, меланж полого падает на север-северо-запад, четко выражен в рельефе, сопровождается сейсмической активностью, аномальным распространением оползней, обвалов, селей, абразией берега и имеет кайнозойский возраст.

Матрикс сложен полностью дезинтегрированными песчаниками и алевролитами таврической серии, среди которых локально встречаются фрагменты глин нижнего мела. Некоторых геологов это приводило к ошибочному выводу о раннемеловом возрасте всего флиша таврической серии. Как и для других микститов, главным признаком выделения Южнобережного меланжа является отсутствие нормальных осадочных пород и невозможность выделения среди различно ориентированных глыб мелких складчато-надвиговых структур даже на крупномасштабной карте и детальных разрезах.

В матриксе и на поверхности кластолитов развиты мелкие щетки гидротермального кварца, хрусталя, реже кальцита, а также алунтит, цеолиты и другие минералы. Температура их образования достигала 200–240°. Меланж подстилается флишем таврической серии. Он смят в мелкие интенсивные до лежащих складки с многочисленными надвигами в основном восток-северо-восточного простирания. Их можно наблюдать лишь в узких локальных участках у пос. Лазурное, Рыбачье и Морское.

В Южном Донбассе тыловые мономиктовые осадочные меланжи выявлены в послойных срывах по некомпетентной толще сланцев стильской свиты C1ve, визейского возраста [Юдин, 2003, 2006]. Общая структура Южного Донбасса представлена пологой моноклиалью, наклоненной на север, которая осложнена субпослойными чешуями-дуплексами (рис. 2.4). В некомпетентных визейских сланцах свиты C1ve повсеместно развита аномальная нарушенность по сравнению с вышележащими и нижезалегающими жесткими известняками и доломитами. Это связано с надвиговыми послойными срывами по сланцам между жестких пластин известняков карбона. В районе выявлено 10 зон региональных меланжей разного типа. Они прослежены и закартированы в масштабе 1:50000 [Юдин, 2003, 2006]. Несмотря на внешне спокойное стратифицированное положение подстилающих и перекрывающих толщ, комплекс пород C1ve можно назвать свитой с очень большой долей условности. Полный нормальный стратиграфический разрез «свиты» в регионе отсутствует, что делает проблематичным ее картирование как стратиграфического, а не

тектонического подразделения. В качестве примера, приведем краткое описание двух микститов.

Стыльский меланж детально изучен в обнажениях и стенках крупных карьеров, а также по данным бурения севернее. Он имеет толщину 30-50 м., ширину выходов 0,2-1,5 км и прослежен на 35 км. В кровле микстита местами присутствует зона милонитизации с глиной и гипсом типа “псевдогипсового меланжа”. Она усложнена наложенными суффозионно-карстовыми воронками заполненными брекчий из сланцев C1ve и более молодыми каолиновыми глинами, кварцевым песком и черными углестоглинистыми суглинками. В основании меланжа расположены плоские, частично разбудинированные пласты известняков и доломитов свиты C1vd и древнее. Они выщелочены, ожелезнены и брекчированы, особенно по краям. Форма подошвы сложная из-за разновеликих обломков визейских известняков и наложенных карстовых процессов. Подстилающие известняки турнейско-визейского возраста тектонически расслоены и осложнены полыми надвигами, а также складками. Иногда меланж залегает не только на свите C1vd, но и на более древних известняках карбона.

Кластолиты, размерами от дециметров и метров до первых десятков и сотен метров, составляют 5-30 % объема микстита. Они сложены фрагментами ниже лежащих известняков и доломитов свиты C1vd, а также измененными выщелачиванием мягкими кластолитами из не полностью дезинтегрированных сланцев C1ve. Внутренняя структура мягких кластолитов представлена моноклиналями с послойным брекчированием, а также складками со слабо ундулирующими шарнирами и наклоном крыльев до 40-90°. В разрезе формы глыб от округлых, неправильных и шаровидных, до удлинённых и плоских. В плане они изометричные или вытянуты по простираанию. Контуры крупных карбонатных глыб почти всегда обогащены сульфидами, а после их окисления - лимонитом. Здесь же закономерно развиты зеркала скольжения, брекчий и признаки выщелачивания вплоть до известняково-доломитной муки.

Матрикс состоит из брекчий с обломками сланцев «свиты» C1ve, реже известняков свиты C1vd. Цемент между угловатыми обломками сложен белыми, желтыми, красными, серыми, черными и коричнево-бурыми глинами. Брекчий имеют хаотическое строение, как по содержанию глин, так и по распределению окраски. Первично черный цвет сланцев и брекчий по ним сохраняется в незакономерно расположенных участках. Аномальное выще-

лачивание известняков и лимонитизация обычно приурочено к периферии кластолитов. В матриксе меланжа местами присутствуют пирит, марказит, кальцит, местами кварц и другие минералы гидротермального генезиса, свидетельствующие об эндогенном происхождении. Изредка встречаются жилы до 20х40 м белого от крупно- до гиганто-кристаллического кальцита. Такие признаки четко отличают меланж от гравигенных олистостром и других наложенных экзогенных процессов.

Комсомольский меланж отделяется от Стыльского кулисообразно расположенными выходами карбонатных пород визе. Ширина выхода микстита составляет первые сотни метров, длина - около 15 км и толщина - 40-60 м. По строению он напоминает Стыльский, но находится в следующей к северу чешуе послойного срыва. Под меланжем расположена почти не дислоцированная пластина из турнейско-визейских известняков и доломитов.

Кластолиты имеют длину от первых метров до 280 м, при толщине до 25-30 м. Мелкие и средние глыбы известняков изометричные, а крупные - уплощенные и состоят из обеленных и выщелоченных сланцев C1ve, которые обычно послойно брекчированы. Контакты глыб по краям резкие, субвертикальные. Они сопровождаются новообразованными гидротермальными минералами в виде жеод и обломков кристаллов кварца, а также сильным выщелачиванием и брекчированием. В основании меланжа отмечается будинаж подстилающих доломитовых известняков C1vd с провалами в межбудинные пространства смятых или почти ненарушенных выше лежащих сланцев «свиты» C1ve. Субвертикальные и крутые сбросы торошения хаотичны, малоамплитудны и имеют гравигенное происхождение, не прослеживаясь в нижележащую толщу известняков.

Матрикс Комсомольского меланжа сложен рассланцованными и брекчированными породами комплексов C1ve и C1vd. Новообразованные минералы в нем более специфичны. Это гидротермальные проявления аметиста, хрусталя и маршаллита с температурой до 200°, а также кальцита до исландского шпата, пирита, реже галенита, сфалерита, золота и других минералов. Аметистовые щетки и редкие густо окрашенные монокристаллы аметиста, до 25 см длиной, приурочены к жилам в матриксе и к межкластолитовым пространствам, не имеющим четкой ориентировки. Как правило, все они брекчированы. В кристаллах кварца и аметиста отмечается до 30 и более генераций роста. Они свидетельствуют о неоднократном проявлении тектонических подвижек и связанных с ними автогидротермальных процессов при об-

разовании кристаллов. В целом, описанные автокластические меланжи состоят из однотипных осадочных пород и обусловлены субпослойными надвигами в карбонатном комплексе.

Полимиктовые осадочные и вулканогенно-осадочные меланжи наиболее хорошо обнажены и изучены в Туркестано-Алайской складчатой области [Геологическое..., 1992]. От мономиктовых их отличает пестрый состав кластолитов, неоднородный матрикс и его более интенсивная переработка. По способу образования выделяют два основных класса таких микститов. Первый формируется в основании покровов и частично развивается по фронтальным олистостромовым комплексам. Второй образуется по зонам мощных срывов внутри покровно-складчатого чехла на стадии коллизии. В современной структуре полимиктовый меланж второй разновидности формируется во внутриконтинентальных частях присутурных швов и в полого залегающих козырьковых частях срывов.

На Тянь-Шане полимиктовый терригенный меланж хорошо обнажен и очень детально изучен в нижнем течении р. Сох [Геологическое..., 1992]. Глыбовый характер Тульского меланжа был впервые отмечен более 20 лет назад, после чего на всей его полосе была проведена детальная геологическая съемка масштаба 1:10000. Это позволило сделать объект учебно-показательным на Геодинамическом полигоне для обучения геологов-съемщиков [Геологическое..., 1992]. Указанная работа может считаться лучшим пособием-монографией по детальному описанию микститов и рекомендуется для более детального изучения. Приведем сокращенное синтезированное описание Тульского меланжа из указанной работы, как методически эталонное при геологической съемке подобных образований.

Ширина полосы меланжа достигает 4-х км при протяженности более 60 км. Матрикс представлен рассланцованными, будинированными, кливажированными и перетертыми сланцами и песчаниками силура, составляющими 10-80% объема. Среди них выделяются две основные литологические разности - черные углеродисто-кремнистые сланцы с линзовидными прослоями кремней раннесилурийского возраста и серые, зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоями субаркозовых и кварцевых песчаников, отвечающие интервалу позднего силура. Последние широко развиты среди пластин, структурно перекрывающих меланж. Различия в составе и окраске позволяют легко распознавать оба типа матрикса в поле, даже при их значительной тектонизации до милонитов. В сильно тектонизированных и в относитель-

но ненарушенных участках развит разнонаправленный кливаж. Иногда он сам смят в сложные изоклинальные и крутые малоамплитудные складки с пологими шарнирами. Смятие кливажа подчеркивает длительный и непрерывный характер формирования микстита.

Кластолиты, размерами до сотен метров, часто не позволяют отобразить их на карте масштаба 1:50 000. Они представляют собой либо относительно крупные глыбы неправильной формы, либо тектонические обдавыши округлой и изометричной линзовидной формы небольшого размера, внешне напоминающие будины. Обдавыши сложены компетентными песчаниками, кремнями, известняками, реже углеродисто-кремнистыми сланцами. Глыбы представлены широким спектром пород. Это сланцы, аркозовые и полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты, известняки и доломиты широкого стратиграфического диапазона - от раннего ордовика до раннего карбона включительно. Размещение их по горизонтали и по вертикали хаотическое, иногда с преобладанием отдельных литотипов. Кластолиты из изверженных пород содержат фрагменты офиолитового комплекса, что свидетельствует о связи с присуттурным меланжем. В вкоплениях листовитовых глыб образуются мелкие бескорневые рудопроявления.

Форма мелких глыб обычно изометричная, до шаровидной. Крупные кластолиты, размерами до 2-3 км, - пластинообразные и ориентированы по простиранию зоны. В плане они эллипсовидные или неправильные, с пологими подстилающими контактами. Внутренняя структура по отношению к подошве резко дискордантная, реже субсогласная. В основаниях пластин терригенные породы приобретают плейчатость, глинистые сланцы и алевролиты интенсивно раскливажированы, песчаники и гравелиты разбужинированы и рассланцованы, а гальки конгломератов - раздавлены. Повсеместно присутствует филлитизация глинистых пород. Вверх от подошвы пластины на протяжении 150-200 м степень преобразования толщи постепенно ослабевает. Под пластинами, матрикс аномальных изменений не имеет. В ряде мест он по крутым трещинам внедряется в тело пластин, выполняя рассечки мощностью в несколько метров. Контакты кластолитов четкие, резкие и наблюдаются, как круто погружающиеся в матрикс. По периферии отмечаются тектонические рубашки мощностью 0,3-1 м из своих же обломков дресвяной размерности. Когда такая рубашка отсутствует, вблизи глыб матрикс перетерт до пудры и обогащен лимонитом или гематитом.

Мягкие кластолиты в плане имеют сложную конфигурацию с многочисленными выступами и состоят из некомпетентных сланцев. Их размеры, как правило, более крупные, чем у глыб из компетентных пород. Тектонические рубашки вокруг мягких кластолитов отсутствуют. Внутренняя структура представлена интенсивно сжатыми складками и несколькими системами кливажа. Глинистые сланцы в различной степени филлитизированы. Присутствует интенсивный будинаж прослоев известняков и филлитизация сланцев.

Меланж подстилают тектонические пластины разнофациального состава с автономной и нередко резко дискордантной структурой. Состав их аналогичен кластолитам меланжа, хотя по простиранию появляются экзотические породы вплоть до фрагментов переотложенных офиолитов, что свидетельствует о связи с сутурным меланжем. Отличием осадочных и вулканогенно-осадочных меланжей от сутурных, является отсутствие динамометаморфизма пород матрикса и фрагментов офиолитов.

В Предгорном Крыму к надвиговому фронтальному полимиктовому вулканогенно-терригенному типу относится Симферопольский меланж [Юдин, 1993, 1998, 2000, 2011 и др.]. Он связан с региональным подсутурным надвигом северного падения и прослежен широкой (1–6 км) полосой более чем на 50 км вдоль Предгорного коллизийного шва (рис. 2.3). Ранее на предшествующих геологических картах Симферопольский меланж не выделялся. На его месте картировались осадочные образования эскиординской, карадагской, петропавловской, и других свит, не имеющих четких стратотипических разрезов, а также Петропавловский, Бодракский и Фиолентский вулканы. Разными авторами здесь составлены взаимоисключающие разломно-блоковые модели, выбрать из которых одну реальную было невозможно. Микстит вскрыт в Петропавловском (рис. 2.7), Лозовском, Школьном и других карьерах, а также в обнажениях на берегу Симферопольского вдхр. Юго-западнее он почти полностью перекрыт меловыми толщами и далее великолепно обнажен в 200-метровом клифе у мыса Фиолент (рис. 2.8). Восточнее, в Белогорском районе, Симферопольский меланж переходит в тектоно-гравитационный микстит нижнего мела, что фиксируется в обнажениях и по данным сейсморазведки. Подстилающий флиш таврической серии чрезвычайно сильно дислоцирован надвигами север-северо-западного падения и интенсивно сжатыми шарьяжными складками, местами с двойным опрокидыванием. Верхний

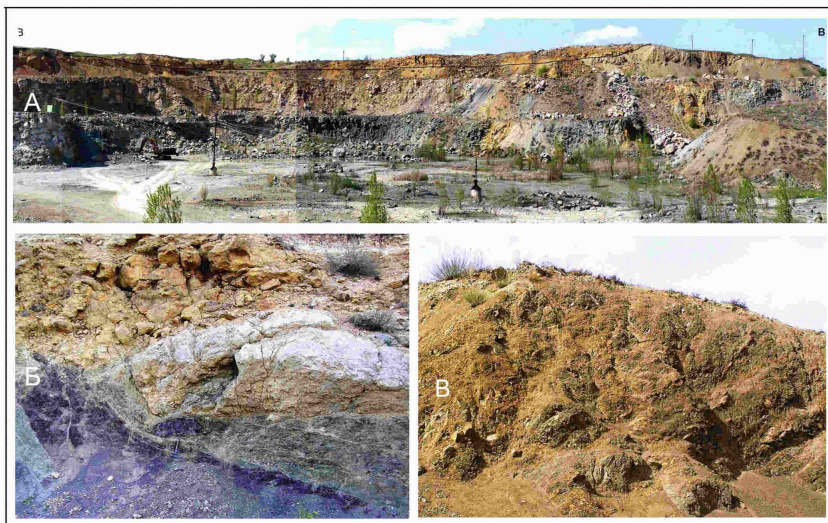


Рис. 2.7 – Симферопольский меланж в карьере Петропавловском: А – общий вид, Б - кластолиты, В – матрикс

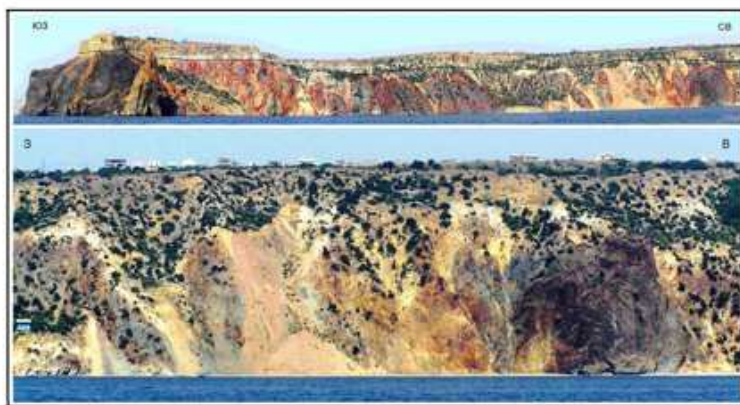


Рис. 2.8 – Симферопольский меланж на мысе Фиолент

контакт микстита с молассой Битакского краевого прогиба и фрагментом Бодракского палеовулкана – тектонический.

Матрикс меланжа представлен фрагментами флиша, алевролитов, песчаников, сланцев и глин, датируемых по фауне от

средней юры до нижнего мела включительно. Породы интенсивно дезинтегрированы, рассланцованы, нарушены разрывами и мелкими складками. Местами матрикс представлен милонитами, полностью потерявшими свою первичную осадочную текстуру. Кливаж и разрывы расположены хаотично, но имеют преимущественно северо-западное падение. В отдельных участках разные по составу и размеру обломки “плавают” в перетертом матриксе.

Кластолиты имеют разные размеры от десятков сантиметров до сотен метров. Они сложены очень разнообразными породами: шельфовыми известняками, песчаниками, конгломератами и фрагментами батинального флиша со спилитами. Почти повсеместно присутствуют глыбы интрузивных и эффузивных пород основного и среднего состава. Отмечаются типичные для меланжа *экзокласты* - экзотические, неизвестного происхождения обломки пород карбона и перми и молодые обломки нижнемеловых известняков, что не характерно для олистостром.

Формы обломков разнообразные - изометричные и неправильные, реже угловатые, удлиненные, пластинообразные. Наиболее крупные глыбы сложены прочными вулканогенными породами. Их внутреннее строение, в свою очередь, представлено разнопорядковыми катаклазированными обломками почти без матрикса, отделенными друг от друга лишь зеркалами скольжения или тектогенными клиньями алевролитов. Элементы залегания пород в кластолитах разнонаправленные, но с преобладающим восток-северо-восточным простиранием. На поверхности глыб фиксируются зеркала скольжения, а в них самих - клинья, заполненные тектонизированными алевролитами и песчаниками матрикса. По фрагментам в меланже местами выявлены лежащие шарьяжные складки с южной вергентностью.

Возраст отдельных кластолитов по фауне и изотопному датированию охватывает большой стратиграфический диапазон: C1v, C2, P2kz, T3, J1, J2-3 и K1. Вследствие полимиктового состава, здесь присутствует много мелких гидротермальных проявлений сульфидов, барита, различных цеолитов, кварца, кальцита, и других минералов. При этом, несмотря на относительно хорошую изученность полосы, вскрытую шестью карьерами, крупные скопления и месторождения отсутствуют, что характерно для меланжей.

В Южном Донбассе к тыловым вулкано-терригенным меланжам относятся Родниковский, Горняцкий, Дальний, Раздольненский, Южностыльский и Войковский микститы (рис. 2.4). Они связаны с пологими ретронадвигами северного наклона, сры-

вающими разные породы палеозоя и протерозоя [Юдин, 2003, 2006].

Наиболее крупный Раздольненский меланж связан с детачментом (надвиговым срывом по основанию осадочного чехла) и прослежен более чем на 50 км при ширине от 0,5 до 6 км. [Юдин, 2002, 2003, 2006]. В плане он имеет извилистую форму из-за неровной поверхности пологого сместителя. Зона меланжа плохо обнажена в виде отдельных изометричных, хаотично расположенных выходов разных магматических и вулканогенно-осадочных пород. За редким исключением мягких кластолитов, увязка их в осадочный комплекс ангон-тарамской и раздольненской свит представляется некорректной. В магнитном поле здесь развито около 1000 мелких изометричных положительных и отрицательных аномалий ΔZ_a , резко отличающихся хаотичностью от прилегающих районов, где аномалии более упорядоченные и линейные (рис. 2.4). Нижний контакт микстита с Приазовским массивом докембрийских пород надвиговой, хотя в отдельных участках (где срыв расположен выше) локально сохранилось стратиграфическое налегание среднедевонских пород на фундамент.

Матрикс Раздольненского меланжа обнажен плохо и сложен дезинтегрированными вулканогенно-осадочными породами девона и реже карбона. Они выщелочены и перетерты до состояния тектонической глинки разной окраски (зелено-черной, бурой, желтой, белой), а доломиты – до муки и песка. Кластолиты имеют размеры от долей до первых десятков метров. Они представлены породами разного возраста и состава. Это докембрийские гранитоиды, девонские эффузивы и гравелиты, каменноугольные известняки, доломиты и кремни. Меланж подтверждается данными бурения скважин, выявивших незакономерное чередование протерозойских гранитов и позднедевонских вулканогенных пород, а также хаотическими поворотами кластолитов по палеомагнитным данным. Эти и другие признаки детальнее приведены в монографии [Юдин, 2006]. В глыбах, матриксе и в хаотически расположенных мелких разрывах присутствуют прожилки и жилы рудных и нерудных минералов гидротермального происхождения. В обнажениях и при бурении отмечены глыбы ультраосновных пород, включая пикриты, лампроиты и кимберлиты. Можно полагать, что они связаны не с офиолитами, а с девонским рифтогенным этапом и кластолитами из обломков кимберлитовых трубок [Юдин, 2006].

Гипсокарбонатные и гипсосолевыми меланжи изучены плохо и публикации по ним практически отсутствуют. Обычно они принимались за стратиграфические подразделения (свиты) и соответствующим образом картировались. Высокая пластичность каменных солей, гипсов и ангидритов с прослоями карбонатов в условиях тангенциального сжатия неизбежно приводит к их аномальной дислоцированности и слабой обнаженности. В геодинамической эволюции цикла Вильсона, соленосные отложения закономерно формируются в основном на двух этапах – рифтогенном и коллизионном.

Соленосные комплексы рифтогенного этапа подстилают пассивно-окраинные формации и при конвергенции послыжно меланжированы во многих регионах. Примерами тому являются флэты по верхнеордовикским солям севера Урала и Приуралья [Юдин, 1994], по кембрийским солям в Загросе, по фундаменту в Эллинидах [Беллостоцкий, 1978], по верхнедевонским эвапоритам в Складчатом Донбассе и ДДВ [Юдин, 2003, 2006] и в других складчато-надвиговых областях.

В Южном Тянь-Шане гипсокарбонатный меланж, подвергнутый динамопреобразованиям зеленосланцевой фации, описан наиболее детально [Геологическое..., 1992]. Матрикс Акмуйнарского меланжа сложен гипсокарбонатным, меньше терригенным материалом, который интенсивно передроблен и милонитизирован. Гипс и гипсоангидрит цементирует хрупкие обломки известняков, размерами до первых сантиметров. Кластолиты здесь представлены хлорит-карбонат-кварцевым, графит-серицит-кварц-альбитовыми, кварц-альбит-эпидот-актинолитовыми альбит-эпидот-актинолитовыми динамосланцами с бластомилонитовой структурой. Породы в них интенсивно тектонизированы, тонко рассланцованы, с пloidчатостью и зеркалами скольжения. Твердые прослои разбудинированы и передроблены. Меланж имеет характерную пеструю (зелено-черно-фиолетово-желтую) окраску. Динамометаморфизм часто затрудняет восстановление первичного состава пород. В реликтовых участках определены магматиты, терригенные, карбонатные и эвапоритовые отложения от силура-девона до карбона и перми. В плане глыбы изометричные, неправильные или удлинённые, с размерами от первых метров до 15х300 м [Геологическое..., 1992].

В Предзагросском краевом прогибе соленосные комплексы коллизионного этапа образовались в аридном климате. При тангенциальном сжатии из-за своей аномальной пластичности, они подверглись меланжированию. Классический пример тому – так

называемая «свита гачсаран», которая может служить тектонотипом таких микститов. Рассмотрение геологических и геофизических материалов показывает, что во многих районах комплекс представляет собой не осадочное образование, а меланж. Большое, в 2-10 раз, изменение толщины «скиты» в крест простирания структур, нами объясняется меланжированием пород и их скучиванием при хаотическом субпослойном перемещении. По простиранию толщина меланжа также изменяется за счет сдвиговой составляющей в надвигах. В отличие от грядового рельефа, характерного для окружающих нормально-осадочных пород, микстит четко дешифрируется в натуре и на аэрокосмоснимках характерным “пипочным” рельефом. Это связано с хаотическим положением более прочных карбонатных кластолитов среди легко размываемого матрикса и позволяет легко оконтурить поле выходов микстита (рис. 2.9, А).

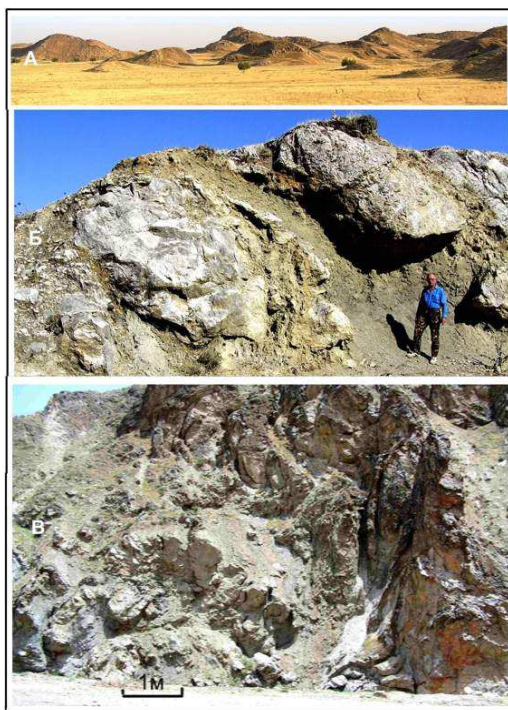


Рис. 2.9 - Гипсокарбонатный меланж Предзагросского краевого прогиба: А – форма рельефа, Б – кластолиты, В – матрикс

Внутренняя структура гипсокарбонатного меланжа представлена хаотически дислоцированными и полностью дезинтегрированными фрагментами первично-осадочных образований (рис. 2.9, Б). Прослои известняков и ангидритов превращены в отдельные глыбы, размерами до первых десятков метров. Ангидриты почти повсеместно имеют характерную “петельчатую” структуру с проявлением будинажа, дискордантными и сильно сжатыми, до изоклинальных, складками. Положение глыб хаотическое, хотя местами присутствуют крупные мягкие кластолиты с сохранившейся осадочной текстурой. Матрикс или полностью дезинтегрирован, или сохраняет мелкие обрывки складок (рис. 2.9, В). Независимо от положения в макроструктуре, мелкие дислокации в микстите обычно имеют вергентность, характерную для всего надвигового пояса, хотя локально могут присутствовать и хаотически расположенные.

Для правильного понимания и геологического картирования гипсокарбонатных меланжей следует объективно разделять дислоцированные отложения собственно осадочных пород и меланжа по ним. Если внутреннее хаотическое строение комплекса или его фрагментов нельзя отразить в масштабе карты, его следует картировать как меланж. Это особенно важно для правильной интерпретации структур на глубине, поскольку в толщах, расположенных выше и ниже микстита расположены крупные складки - ловушки углеводородов. Нередко в такой обстановке под синклиналями и меланжем в автохтоне расположены крупные антиклинальные ловушки.

Микститы сложного генезиса образуются при наложении разных этапов геодинамической эволюции и комбинации описанных выше меланжей. Примерами могут служить разновозрастные смешанные микститы. К таковым относятся: меланжи с глыбами олистостром, олистостромы с эндогенными кластолитами, меланжи с глыбами меланжа другого типа, меланжированные олистостромы и т. д.

Хорошо обоснованные микститы сложного генезиса в литературе описывались редко, хотя выделено их довольно много. Исключение составляет Францисканский меланж по олистостроме, детально изученный в комплексе зоны аккреции [Blake, Jones, 1974; Cowan, 1985; Page, 1978 и др.]. Опыт показывает, что микститы сложного генезиса играют значительную роль в геологическом строении ряда регионов и их недооценка может привести

к искажению реальной модели геологического строения и развития.

Поскольку эндогенные и экзогенные микститы формируются одновременно, чаще встречаются *тектонизированные фронтальные олистостромы*. Их формирование тесно связано с тектоно-гравитационными фронтальными оползневыми комплексами, развитие которых контролируется тектоническими покровами и надвигами. Терригенные полимиктовые меланжи иногда развиваются в подошвах покровов при тектонизации олистостром, образованных ранее перед фронтом надвигающегося покрова. Такой меланж имеет нечетко выраженный, постепенный нижний контакт, которым он отделяется от подстилающих олистостром. Верхний контакт, по которому его перекрывают образования покрова - тектонический. Толщина таких комплексов обычно невелика, не более 200 м. Их детальное описание приведено в работе [Геологическое..., 1992 и др.].

В Крымско-Черноморском регионе, согласно современной структурно-геодинамической модели [Юдин, 2008, 2011], смешанные микститы можно предполагать в Подгорном и Южнобережном меланжах, которые формируются одновременно с Масандровской олистостромой, а также в подводном Южнокрымском меланже, образуемом совместно с одноименной олистостромой.

2.2. Методика выявления и картирования меланжей

При геологическом картировании выделение меланжей имеет большое значение, так как повышает качество и информативность съемки. Микститы несут большую геодинамическую информацию, позволяющую реставрировать строение и эволюцию региона, что необходимо для правильного прогноза и поисков полезных ископаемых. Конкретные типы меланжей образуются в определенных условиях, отраженных в особенностях его строения и положения в складчато-надвиговом поясе. По ним можно восстановить и сами условия его формирования.

Большинство геологических интерпретаций и моделей сложно построенных районов имеют вероятностный характер, что относится и к микститам. Значительную роль для их выделения играет не только структурный фактор, но и правильная интерпретация геодинамики, состава и возраста формационных ком-

плексов (пассивных и активных окраин, синхронных конвергенции моласс передовых и краевых прогибов, активно-окраинного магматизма и т.д.). То есть, правильное отнесение меланжей к тому или иному типу, возможно после или одновременно с созданием корректной структурно-геодинамической модели изучаемого региона.

Формы выходов меланжей при картировании имеют четкие особенности. По определению, меланжи образованы в разрывах разной морфологии и кинематики. Поэтому, в плане и разрезе микститы никогда не имеют изометричных или слабо вытянутых контуров. Они всегда формируют линейные зоны, вытянутые вдоль простиранья горно-складчатой области. На мелкомасштабных картах часто характерны дугообразные формы. При среднем и крупном масштабе и при пологих наклонах генерирующих надвигов, а также в условиях расчлененного горного рельефа, зоны меланжей могут иметь сложно извилистую форму и напоминают морфологию выходов осадочных толщ в куэстах, расчлененных долинами (рис. 2.3).

По простиранью, даже в коллизионных сутурах и в очень высокоамплитудных шарьяжах, отмечаются раздувы толщины и соответственно ширины выхода микстита. Местами зона сместителя может быть маломощной, не превышающей первых метров. Такие участки, несмотря на плохую обнаженность, характеризуются аномальным расслаиванием, кливажом матрикса и отсутствием кластолитов. Причинами тому может быть большая пластичность пород или сдвиговая составляющая в надвигах, создающая раздувы, что особенно характерно в серпентинитовых и гипсовых меланжах.

Методика выделения меланжей имеет свою специфику, что особенно важно учитывать при плохой обнаженности района. Вследствие разной дезинтеграции пород, матрикс микститов обычно задернован и доступен изучению лишь в свежих искусственных выработках, береговых клифах или в прирусловых обнажениях рек. Отдельные кластолиты из прочных пород в таких районах создают бессвязные хаотически расположенные выходы, очень образно названные «пипочным рельефом».

Ранее, при традиционной съемке «методом точек наблюдения», такие выходы связывались друг с другом в складчатые структуры, а чаще просто разделялись прямолинейными субвертикальными «разломами». Разные исследователи, фиксируя направление «разлома» с разных сторон выхода одного и того же кластолита (с тектоническими контактами по всей периферии),

создавали чрезвычайно противоречивые разломно-блоковые модели строения. Примеры таких моделей по Крыму и Южному Донбассу приведены в предшествующих публикациях [Юдин, 2001, 2003, 2006, Юдин, Юровский, 2004, 2011 и др.]. Аналогичная ситуация складывается при интерпретации материалов картировочного бурения, когда глыбы-кластолиты, пройденные скважинами, ошибочно объединялись в нормально-осадочные разрезы или структуры, а дезинтегрированный матрикс, который уходит в шлам, принимался за нормальные породы.

Поэтому, при выделении меланжей применяется не метод точечного наблюдения, а *метод тектонотипических разрезов* с детальным пересечением в крест простирания структур региона и с очень детальным изучением представительных обнажений. При выборе тектонотипических разрезов учитывается максимальная обнаженность полосы вдоль него, обычно приуроченная к долинам рек и дорог с карьерами и скважинами. Геологическая карта при этом составляется путем корреляции структур на параллельных разрезах, что позволяет проводить сбалансированные построения, допускающие палинспастическую реконструкцию. Например, если на одном разрезе четко доказывается наличие меланжа, то на соседних по простиранию, менее обнаженная полоса должна рассматриваться, как аналогичная по строению.

Вторым специфическим методом, позволяющим достоверно выделять меланжи, является *метод телескопированных масштабов*, называемый также «метод матрёшки». Его применение связано с крайней сложностью внутреннего строения микститовых тел, а значит, и с необходимостью их изучения более детально, чем другие геологические объекты. Практика работ на Киргизском геодинамическом полигоне [Геологическое..., 1992], а также в Крыму, в Донбассе и в других регионах показывает, что картирование даже в масштабе 1:50000 позволяет лишь проследить геологическое тело уже выделенного меланжа. Для понимания его внутреннего строения нужно изучение еще более мелких, внemasштабных объектов или постановка детальных работ масштаба 1:10000, как это было сделано на Киргизском полигоне. При применении метода матрешки должны максимально использоваться детальные рисунки по цифровым фотографиям, показывающим строение объектов в разных масштабах от тонкостей и деталей, до положения всего комплекса микстита.

Третий важный метод полевого изучения меланжей заключается в повышенном объеме палеонтологических исследований, необходимых для расшифровки их внутреннего строения. В пер-

вую очередь определяется возраст отдельных кластолитов, не обращая внимания на, казалось бы, очевидное сходство их литологии и степени эпигенетических преобразований. Это позволяет выявить не только глыбы экзотических древних пород, отсутствующие у поверхности, но и молодых, находящихся в перекрывающем комплексе, что не характерно для олистостром. Наиболее эффективны палеонтологические характеристики с точечными сборами вдоль тектонотипических разрезов, позволяющие построить глубинную модель строения региона. Роль палеонтологического метода изучения микститов особенно важна при широком внедрении в практику съемочных работ микрофаунистических исследований (по фораминиферам, конодонтам, радиоляриям и споро-пыльце). С использованием этих групп фауны и флоры стало возможным датирование ксеногенных глыб в меланжах и сама интерпретация последних.

В Горном Крыму одним из примеров такого подхода является палеонтологическое обоснование позднепермского, раннекаменноугольного, раннемелового и других определений возраста известняковых и иных глыб Симферопольского меланжа в долине р. Салгир. Игнорирование определений возраста кластолитов и матрикса, приведенных в многочисленных статьях геологов и палеонтологов, в том числе и по бурению скважины Симферопольская-1, приводит к ошибкам. В результате, до настоящего времени в полосе этого микстита на современных геологических картах картируются стратиграфические подразделения позднеtriasовой крымской свиты и раннеюрской эскиурдинской свиты [Державна..., 2009].

Четвертой особенностью картирования меланжей является резкое повышение роли седиментологических исследований. Особенно они важны при формационной и фациальной разнородности пород, слагающих микстит. Примерами тому - совместное нахождение мелководных шельфовых известняков с бентосной фауной, конденсированных глубоководных кремнистых пород, проксимально-дистальных флишевых отложений, полимиктовых и мономиктовых псефитов, а также других разностей, которые могли сформироваться только на значительном удалении друг от друга, в существенно различных условиях и в разное время. Использование седиментологического подхода иногда дает возможность распознать микстит, даже когда еще не получены палеонтологические определения, и позволяет оптимально подбирать объекты для точного определения возраста кластолитов.

Пятая особенность картирования микститов - широкое применение микроструктурного анализа при рассмотрении матрикса и самих кластолитов. Подчеркнем, что изучение трещин-диаклазов для тектонофизических реконструкций в микститах и во взрывных карьерах, как это неоднократно делалось на примерах Крыма и Донбасса [Гинтов, 2005 и др.] - недопустимо. Такие модели и реконструкции приводят к выводам, противоречащим данным не только геологического изучения, но и бурения [Юдин, 2004,, 2011, 2012, Юдин, Герасимов, 2001, Рыбаков и др., 2004 и др.]. Применение микроструктурного анализа необходимо для восстановления кинематики движения масс и напряжений, под действием которых происходила тектонизация материнских пород и формировался матрикс меланжа. Наиболее распространенной ошибкой при этом представляется принятие субвертикального кливажа горизонтального стресса - за расщепление по зоне вертикального «глубинного разлома», а смятие кливажа в течение длительной и непрерывной конвергенции – за многочисленные отдельные фазы и даже циклы деформаций.

Шестым методом, необходимым для понимания эндогенных микститов, является углубленное изучение минералогии и геохимии гидротермальных и динамометаморфических проявлений в матриксе и в жилах кластолитов. По эмпирической закономерности, в зонах полимиктовых меланжей присутствует аномальное содержание и очень разнообразный состав мелких рудопоявлений, но не образуется крупных месторождений. Примером тому в Крыму - уникальная минералогия в Петропавловских и в Лозовском карьерах Симферопольского меланжа.

Распознавание меланжей разделяется на два дополняющих друг друга и равнозначных этапа - камеральные исследования и полевые работы, которые следует использовать в комплексе. Первой и самой важной операцией является установление и доказательство самого факта наличия микстита. Для этого геологическая структура изучается с использованием всего комплекса полевых исследований с целью установления особенностей его строения. Как правило, при хорошей обнаженности и детальном полевом изучении нормальное или хаотическое взаимоотношение геологических тел сразу становится очевидным. В ряде случаев микстит обнаруживается только после проведения комплекса камеральных исследований, в первую очередь палеонтологических, с помощью которых устанавливаются факты смещения комплексов фауны или не-

закономерное положение биостратиграфических определений в объекте.

В полевых условиях меланжи устанавливаются по присутствию резко отличающихся от вмещающих пород включений, глыб и блоков чужеродного происхождения. Кластолиты, как правило, сложены более прочными породами и достаточно легко отличаются визуально хаотическим распространением в плане и в разрезе. Матрикс, из-за своих физико-механических свойств, при выветривании разрушается в первую очередь и обычно задерживается. Он доступен изучению в свежих естественных срезах или искусственных выработках (карьерах, шурфах, обрывах и др.). Недочет этого обстоятельства может привести к ошибочным выводам об отсутствии микстита и требует внимательного изучения даже незначительных по размеру обнажений.

После установления микститовой природы геологического тела, определяется его тип для выяснения эндогенного, экзогенного или смешанного происхождения. Для этого детально анализируется строение матрикса. Если он имеет оползневое происхождение, то мы имеем дело с олистостромой, если эндогенное, то - с меланжем. Если матрикс несет в себе признаки того или другого, то возможно микстит сложного генезиса. Определение природы хаотического комплекса нередко оказывается сложной задачей, поскольку признаки осадочного и эндотектонического происхождения в матриксе не всегда четко выражены.

Микропалеонтологический метод может позволить определить тип микстита. В полимиктовых меланжах иногда встречаются кластолиты моложе, чем возраст тех пород, по которым развивался матрикс. Это, даже при условии очень слабой обнаженности, позволяет его идентифицировать. В олистостромах олистолиты всегда более литифицированы и древнее, чем вмещающий матрикс. В мономиктовых меланжах метод палеонтологического тестирования практически не применим, и основными являются структурные критерии.

Для выделения меланжей анализируется общая геодинамическая позиция рассматриваемого участка и наличие в нем зоны регионального или крупного оперяющего разрыва, с обязательным выяснением его морфологии и кинематики. Распознавание шарьяжных меланжей осложняется, когда матрикс составляет менее 10-30 % объема микстита и слагает узкие хаотично расположенные зоны между крупными блоками одного литологического состава. В таких случаях важны структурные признаки и детальное рассмотрение участков вдоль тектонотипического раз-

реза, а также изучение нормальных складок в прилегающих крыльях разрыва.

Полимиктовые меланжи обычно имеют более крупные размеры кластолитов, дискордантное взаимоотношение с выше- и нижележащими нормально дислоцированными комплексами, разнообразный состав глыб, линейную, дугообразную или извилистую по рельефу форму в плане.

Сутурные меланжи слагают надрегиональные и глобальные линейно вытянутые зоны с четко выдержанным простираанием, параллельным складчато-надвиговому поясу, а также выраженным полимиктовым составом глыб разного генезиса и возраста. Динамометаморфизованные породы офиолитовой ассоциации, включают серпентинитовые и голубосланцевые разности.

Признаки, характерные для меланжей (в отличие от гравиационно-оползневых олистостром по М.Г. Леонову) [Леонов, 1981] с нашими дополнениями - следующие:

1. Наличие сильно тектонизированного матрикса и переработанных ксеноблоков. Аномальный кливаж и милонитизация, свидетельствующие о более мощном тектоническом сжатии пород, чем в прилегающих районах.

2. Верхний и нижний контакты, ограничивающие тело меланжа, имеют тектоническую природу.

3. В зоне перемешаны породы очень разного состава и генезиса.

4. Присутствует связь микститов с крупномасштабным высокоамплитудным разрывом.

5. Среди пород матрикса есть не только более древние, но и более молодые обломки, чем в кластолитах.

6. Выявляются типичные для меланжа экзотические, неизвестного происхождения, обломки пород (экзокласты) и очень большой стратиграфический диапазон возраста кластолитов, что не характерно для олистостром.

7. На поверхности глыб фиксируются зеркала скольжения, а в них самих - клинья, заполненные тектонизированными алевролитами и песчаниками матрикса.

8. Часть обломков тектонически брекчирована или превращена в брекчии и конглобрекчии. Отмечается тектоническое окатывание (галтовка) обломков при высокоамплитудных надви-

говых перемещениях, что считается более реальным, чем при незначительном оползании в олистостроме. "Закатыши" имеют изометричную и шарообразную форму.

9. Часть пород, слагающих глыбы, отсутствует не только в современном эрозионном срезе, но по данным бурения в зоне с которой можно предполагать сползание олистолитов.

10. В матриксе и в трещинах кластолитов присутствуют высокотемпературные минералы. В олистостроме экзогенного происхождения гидротермальных минералов нет, что является определяющим признаком различия микститов.

11. Для меланжей характерен пипочный рельеф, не связанный со склоновыми процессами, причем он присутствует даже в слабо расчлененном рельефе.

Следует отметить, что при государственном геологическом картировании районов с развитием меланжей геологичесъемщики оказываются в сложной ситуации. Согласно правилам и инструкциям, они должны картировать свиты, утвержденные региональными стратиграфическими схемами. Однако, как показывает опыт детального изучения сложных объектов, некоторые свиты представляют собой не стратиграфические, а тектонические объекты - микститы. Примерами тому в Крыму являются эскиординская, часть таврической и многие другие «свиты», в Южном Донбассе - стыльская и раздольненская, антон-тарамская и др. «свиты».

Обозначение и картирование меланжей. Условные обозначения меланжей на картах и разрезах имеют некоторые противоречия. Согласно действующему на Украине стандарту [Тіпові умовні..., 2004], меланжи ограничиваются разрывами и обозначаются лиловыми точками на белом фоне с индексом "m". При этом тем же индексом показываются мраморы. Ранее принятый индекс "mn" был упразднен. Индекс "ml", ранее применяемый для меланжей, в действующем стандарте отнесен к милонитам, которые составляют эндогенные микститы наряду с другими катаклазитами, что не вполне удачно. В названии «тектонический меланж» прилагательное можно опустить, как излишнее, т.к. нетектонического меланжа в геологии не бывает. Термин «осадочный меланж» (стр. 14 стандарта) использовать, как синоним олистостромы также недопустимо, поскольку меланж имеет эндогенное, а олистострома - экзогенное, гравигенное происхождение.

Для большей информативности, на геологических картах и разрезах, после индекса меланжа- "m" мы рекомендуем за

возрастом меланжа далее в скобках приводить диапазон возраста пород, слагающих кластолиты. Например: m J-K (C1-K1) = юрско-меловой меланж с кластолитами из пород от раннего карбона до раннего мела. Крупные меланжи именуются по месту положения их тектонотипов, например, Симферопольский, Соколинский, Карадагский. При детальном картировании и при крупных размерах кластолитов, они могут быть показаны в масштабе карты. Тогда их отражают, как отдельные тела с индексами, крапом и окраской соответствующего геологического подразделения, оконтуривая линией разрыва.

2.3. Меланжи и полезные ископаемые

При формировании меланжей, в зависимости от их типа и генезиса, обычно образуются многочисленные мелкие проявления гидротермальной минерализации. Это связано с тем, что при очень длительном формировании микстита на границах матрикса и кластолитов разного литологического состава происходит обмен элементами и минералами. Они концентрируются в трещинах, на периферии кластолитов, в отдельных участках матрикса. Отмечаются значительные геохимические аномалии ряда элементов, которые отсутствуют в выше- и нижележащих осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах, сложенных нехаотическими структурами. Это позволяет считать источником оруденения не эманации из гипотетических “глубинных разломов” или “не вскрытых магматических тел”, а сам комплекс микстита [Литогединамика..., 1998; Юдин, 2003, 2006, 2011].

При образовании меланжей формируются автогидротермальные растворы, которые выщелачивают, перераспределяют и отлагают рудные и нерудные минералы. В результате в них возникают широкие и мощные зоны с многочисленными хаотически расположенными мелкими рудопоявлениями. Как правило, в самих микститах крупные месторождения не образуются, что необходимо учитывать при региональной оценке рудоносности. Игнорирование указанной закономерности в Южном Тянь-Шане, на полиметаллическом месторождении Канн, только после дорогостоящего комплекса тяжелых горных работ (бурение, шахты, штольни и др.), специалисты пришли к выводу о приуроченности руд к бескорневым глыбам в меланже [Геологическое..., 1992, стр. 8; Ждан, 1985 и др.]. В сложно дислоцированных немелан-

жированных участках над и под микститам, а также в приконтактовых зонах, могут формироваться более крупные рудопроявления и месторождения. Поэтому, зоны выше и ниже надвиговых меланжей могут быть более перспективными, чем вмещающие их породы.

Например, в послойных меланжах Южного Донбасса (Стыльский, Комсомольский, Южнодокучаевский, Западно-стыльский) местами присутствуют гидротермальные новообразованные минералы. Они представлены крупными зонами гигантокристаллического кальцита, жилами и жемами белого кварца, маршаллита, хрустала, аметиста, реже сульфидов. Здесь же присутствует дисперсное золото. Его содержания существенно больше, чем в выше- и ниже залегающих ненарушенных известняках. В основании меланжей проявлены процессы выщелачивания карбонатов с образованием известняково-доломитовой муки. В кристаллах кварца и аметиста отмечаются многостадийные зоны роста, а также неоднократное брекчирование, свидетельствующие о многоактном формировании флюидов при длительном пульсирующем, но, в общем, непрерывном перемещении по послойному срыву. Вследствие трения пород при перемещении, гидротермальные растворы с температурой до 250-350° растворяли и переотлагали рудные минералы. Пологий наклон сместителя и отсутствие гидротермальной проработки в выше залегающих и ниже лежащих толщах, а также сонахождение в микститах участков и выщелачивания, и новообразования кварца, свидетельствуют о рождении и распространении термальных рудных растворов в самой зоне флэта за счет динамокатагенеза. Местами жильные рудопроявления при тектогенезе проникали в выше- и ниже расположенные тектонические пластины по локальным субвертикальным трещинам торошения. Примером тому в Южном Донбассе является свинцово-цинковое оруденение в турнейских известняках карьера Северного [Юдин, 2006].

Другая специфика меланжей Донбасса заключается в разубоживании ранее сформированных седиментогенных месторождений. Например, в ненарушенных фрагментах свиты C1ve, протягивающихся в полосе на 120 км, выявлены пласты перспективных мелкозернистых фосфоритов [Брагин и др., 2000]. Однако в карьерах и скважинах, вскрывающих эти образования, участки нормального стратиграфического разреза сохранились лишь фрагментарно, в виде по-разному дислоцированных мягких кластолитов. Брекчирование, складчатость, выщелачивание и будинаж значительно понижают перспективность этой зоны на фос-

фориты и приводят к необходимости специального поиска крупных слабо дислоцированных мягких кластолитов или отдельных чешуй в серии дуплексов [Юдин, 2006].

В меланжах, из более древних пород в Южном Донбассе, отмечается иная специфика. В них смешаны обломки пород вулканогенно-осадочной толщи девона, метаморфических и магматических пород протерозоя, которые имеют существенно разный геохимический состав. В Раздольненском Горняцком, Родниковском, Дальнем, Южно-Стыльском и Войковском полимиктовых меланжах отмечаются многочисленные геохимические аномалии и мелкие рудопроявления, почти отсутствующие в ненарушенных породах карбона и девона. Они представляют несомненный интерес для поисков рудных месторождений. Детальные структурные исследования показывают наличие в зонах меланжей локальных раздвигов и сдвигов, сильного хаотического брекчирования и смятия, которые являются потенциальными участками концентрации руд. В целом, зоны надвиговых меланжей в Южном Донбассе нами рассматриваются, как основной региональный критерий золотоносности [Юдин, 2006].

Наличие в солянокупольных структурах Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса гидротермальных сульфидов железа, свинца, цинка, ртути, окислов марганца и хрома свидетельствует, что по пластичным солям девона также происходило высокоамплитудное смещение с образованием меланжа, сопровождаемое динамокатагенезом и гидротермальным рудообразованием. Соленосная толща, по-видимому, присутствовала и в Южном Донбассе, но у поверхности растворена. Об этом свидетельствуют находки ангидритов у поверхности и интерпретация данных сейсморазведки.

В зоне Раздольненского меланжа выявлены кластолиты ультраосновных пород, включая пикриты, лампроиты и кимберлиты. Это бескорневые тела “трубки” Петровская, Восточно-Петровская, Горняцкая и другие. Меланжевая интерпретация позволяет иначе подходить к поискам в них алмазов. Кластолиты можно понимать как “тектоническую россыпь-шлейф” для поиска коренных источников алмазов в автохтоне [Юдин, 2006].

Меланжи и нефтегазоносность. Надвиговые микститы свидетельствуют о больших амплитудах перемещения аллохтона. При этом в автохтоне закономерно располагаются породы более молодые и менее преобразованные процессами эпигенеза. Структурные ловушки в автохтоне построены проще, чем в аллохтоне. В плане их положение автономное относительно аллохтонных.

Наиболее четко это выражено под гипсо-карбонатными меланжами в краевых и тыловых прогибах. Классическим примером тому - крупные антиклинальные ловушки Загроса, над которыми расположены не только моноклинали, но и синклинали.

Другой пример роли микститов - Южный Донбасс, который из-за моноклиналичного строения и отсутствия структурных ловушек считался бесперспективным для поисков нефти и газа, хотя литолого-геохимические критерии в толще карбона были благоприятными. После получения представительного сейсмического материала по профилю «Добрэ» и его структурно сбалансированной интерпретации, под Стыльским и Волновым выступами пород протерозоя выделена крупная, осложненная надвигами, Подродниковская антиклиналь, предположительно сложенная палеозойским комплексом [Юдин, 2004, 2006]. Ширина ее более 10 км, амплитуда - 1 км и длина - несколько километров. Крупные размеры антиклинали и состав пород позволяют предполагать ее нефтегазоносность. В мире месторождения и потенциально нефтегазоносные структуры такого типа из палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород, под надвиговыми меланжами, известны и перебушены в бассейне Грин-Ровер в Скалистых горах и в других районах. В Предгорном Крыму под Симферопольским меланжем по триас-юрским породам, в параметрической скважине Симферопольская-1, вскрыты сланцы с палинокомплексами раннего мела и признаками нефтегазоносности [Юдин и др., 2006]. То есть, в дополнение к ранее известным критериям, выделение меланжей позволяет иначе рассматривать перспективы и методику поиска комплекса полезных ископаемых.

Выводы. Меланжи представляют собой широко распространенные геологические образования, закартированные во многих регионах мира. При геологических съемках юга Украины им уделялось недостаточно внимания. В сложно построенных регионах это привело к созданию противоречивых разломно-блоковых моделей. На геологических картах меланжи ошибочно показывались как стратиграфические подразделения. Авторские исследования позволили выделить крупные тела хаотических комплексов, оконтуриваемые даже на мелкомасштабных геологических картах. В первую очередь это относится к складчато-надвиговым областям Крыма и Донбасса.

В Крыму и прилегающей акватории обоснованы мощные зоны меланжей, шириной до первых километров и длиной до многих десятков километров. В Горнокрымском регионе выявлены и закартированы 9 региональных меланжей: Присутурный,

Симферопольский, Мартовский и Соколинский (юрско-раннемелового возраста), а также Южнобережный, Подгорный, Карадагский, Щебетовский и Белогорский (неоген-четвертичного возраста) [Юдин, 2009 б, 2011]. Каждый из них имеет свои особенности строения и состава.

В Южном Донбассе выделено, обосновано и закартировано 10 меланжей, а также зон меланжированных пород, связанных с надвигами северного наклона [Юдин, 2006]. Они имеют ширину выхода на поверхность от сотен метров до первых километров и длину от нескольких до первых десятков километров. Глыбы-кластолиты, матрикс, новообразованные руды и минералы в них разные, в соответствии с составом аллохтона, автохтона и амплитуды надвигов.

Выделение на юге Украины меланжей ставит задачи их детального картирования и изучения с целью определения их роли в строении структур, в прогнозе полезных ископаемых и связи с опасными геологическими процессами. По мере накопления новых данных способы картирования разнотипных меланжей развиваются и дополняются. Методические рекомендации по их картированию могут быть расширены и уточнены после детализации строения конкретных районов. Обязательные при выполнении геологических работ инструкции и кодексы практически не содержат требований к выделению и картированию меланжей. Пример тому – Петрографический кодекс России [Петрографический..., 2008] и инструкции по геологической съемке, в которых не учтены ранее составленные методические руководства по геологическому картированию [Геологическое..., 1992].

ГЛАВА 3. ОЛИСТОСТРОМЫ

Понятие *олистострома* (в переводе с греческого «ползти, скользить и накапываться, скользкая подстилка») было предложено итальянским геологом Ж. Флоресом в 1955 г. [Flores 1955]. Впоследствии термин получил широкое распространение, а экзогенные микститы были установлены во многих горно-складчатых регионах мира и прилегающих морских бассейнах. Гравигенные комплексы состоят из матрикса и крупных обломков, которые называются уже не глыбами (кластолитами), как в меланже, а массивами или олистолитами. Несмотря на хаотичность строения, олистостромы местами имеют элементы стратиграфии, образуя тела линзовидной или пластообразной формы. Поэтому их можно определить как экзогенные, осадочно-тектонические микститы или, по образному выражению - «тектонику, захороненную в осадочных отложениях».

Размеры олистостром различные. В отличие от стратиграфических комплексов, правильнее говорить не о мощности, а о толщине микстита. Толщина олистостром достигает сотен метров и первых километров. Форма их в плане обычно удлиненная. Протяженность - от сотен метров до десятков и сотен километров и ширина - от сотен метров до первых десятков километров.

Главными признаками олистостром считаются бесструктурность основной вмещающей массы, наличие в ней «плавающих» неокатанных обломков-олистолитов и крупных массивов, перемешанность пород разного литологического состава и генезиса. Из-за отсутствия эндогенной составляющей, в них нет четко ориентированных дислокаций и гидротермальных минералов, что отличает гравигенный микстит от меланжа. К запрещенным признакам относятся региональная четко выраженная слоистость и стратификация, а также относительно хорошая сортировка материала [Леонов, 1981 и др.].

Олистолит (дословно с греческого - скользкий камень) представляет собой крупное включение в олистостроме, состоящее из более прочных, по сравнению с вмещающей массой пород и резко от нее ограниченных. Термин был предложен Маршетти (Marchetti 1967) для обозначения «...глыб, включенных в олистострому или плавающих в ней». Размеры олистолитов составляют от дециметров, до нескольких километров. Формы их очень разные - угловатые, изометричные, остроугольные, округлые, пластинообразные. Ранее, в геологической литературе они назы-

вались осадочными клиппами, экзотическими утесами или просто массивами, что допустимо как синонимы.

Вопрос, с какого размера обломки называть олистолитами и с какого матриксом - дискуссионный. Разными авторами, в зависимости от масштабов и типов микстита, предлагались минимальные размеры 0,5 м, 1 м или 4 метра. Олистолиты в олистостроме могут самостоятельно перемещаться по склону, смещаясь от своих корней на километры и первые десятки километров. В случае ледниковых тиллитов, амплитуды достигают многих сотен километров. Распределение массивов в олистостромах неравномерное, хаотическое, иногда со скоплениями на отдельных участках. Единичные обособленные глыбы встречаются редко. Между собой олистолиты, как правило, не соприкасаются и их промежутки заполняются породами матрикса.

Олистоплаки (термин Д. Рихтера 1973 г.) представляют собой более крупные смещенные массивы из недезинтегрированных осадочных пород плитообразной или линзовидной формы. Их мощность составляет десятки и сотни метров, а протяженность - от нескольких, до первых десятков километров. Олистоплаки ориентированы согласно вмещающему матриксу и нередко принимаются за элементы обычного стратиграфического разреза, особенно когда их внутренняя слоистость параллельна слоистости выше- и ниже залегающих осадочных комплексов. Породы таких массивов иногда брекчированы, особенно в основании, разбиты гравигенными сбросами на отдельные блоки торошения, а сами они окружены шлейфом обломков, слагающих прослои во вмещающих породах.

Границы олистоплак разные, что приводит к многочисленным дискуссиям при их выделении и диагностике. Верхняя граница обычно эродирована или стратиграфическая. Часто субстратиграфический контакт наблюдается и во фронтальной зоне «впаивания» при вклинивании края массива в породы матрикса. Здесь же могут наблюдаться пологие надвиги прямого и обратного падения по отношению к смещению. Нижняя граница - всегда тектоническая и осложнена пологими срывами, брекчиями, развальцеванием и мелкими складками. Подстилающие породы матрикса могут быть более молодыми, чем в самом олистоплаке. Нижние контакты обычно обнажены плохо и наблюдаются либо в карьерах и крутых естественных обрывах, либо определяются по данным бурения. Боковые контакты - также тектонические, но менее выраженные. Они содержат брекчии, дислоцированность матрикса и часто ошибочно принимаются за ингрессионно при-

легающие стратиграфические контакты. По «правилу корабля» слева от направления смещения олистолита обычно формируются левые сдвиги, а справа - правые. В случае разворота оползневого массива оконтуривающие его зеркала пологих надвигов, сбросов и сдвигов теряют указанную закономерность. Кроме того, при разрушении олистоплака, по его периферии развиваются сбросы, а в самом массиве - крутые малоамплитудные разрывы торшения. Поэтому использование хаотических зеркал скольжения для тектонофизических исследований, как это делается в многочисленных публикациях [Гинтов, 2005 и др.] - недопустимо. Примерами олистоплаков в Горном Крыму являются крупные плоские массивы верхнеюрских известняков - Долгоруковский 18х28 км, Айпетринский 10х40 км и Чатырдагский 4х12 км при мощности около 1 км [Юдин, 2001, 2011, 2012].

Олистотриммы (дословно с греческого - осколок оползания) по Д. Рихтеру – это огромные блоки, сформированные у подножия геоморфологических и тектонических уступов без большой амплитуды перемещения. Примерами таких образований в Крыму являются г. Кошка, Могаби, ск. Ласпи и другие. Отметим, что термин имеет неопределенность в понимании уступа, который может быть не один, и поэтому широко не используется.

Матрикс олистостром обычно сложен частицами пелитовых, алевроитовых и псефитовых размерностей, в основном перемешанных. Состав его разнообразен и в основном определяется составом пород олистолитов. Важнейшие свойства матрикса – его бесструктурность, хаотичность, отсутствие сортировки и стратификации, брекчиевая текстура обломков и др., что четко отличает его от нормально осадочных пород.

В Горном Крыму примером ошибочного картирования матрикса как осадочной толщи является «массандровская свита», вошедшая в стратиграфические шкалы и обязательная для геологического картирования. Подчеркнем, что «свита» не имеет стратиграфического разреза, определенной мощности и стратификации, а вмещающие олистолиты зачастую в несколько раз превышают толщину самой «свиты».

По преобладающему составу обломков выделяются *мономиктовые олистостромы*, включения в которых представлены в основном одним типом пород (например, песчаниками или известняками). *Полимиктовые олистостромы* состоят из матрикса и олистолитов, сложенных разными породами (терригенными, карбонатными вулканогенными и др.).

Эндоолистостромы состоят из обломков пород, аналогичных по составу и возрасту вмещающим породам. Их противоположность - *аллоолистостромы* (или *экзоолистостромы*), состоят из экзотического материала чуждого вмещающим отложениям. Обломки в них представлены либо более древними породами данного бассейна седиментации, подстилающими олистостромовую толщу, либо имеет неизвестную природу, и принадлежат к образованиям иных формационных зон, отсутствующих в разрезах района. Такие олистостромы обычно несут следы эндогенно-тектонического происхождения и часто являются меланжами, что необходимо обосновывать детальными исследованиями.

По соотношению объемов олистолитов и матрикса олистостромы подразделяются на глыбово-брекчиевые, валунные и пудинговые. *Глыбовая (олистолитовая) олистострома* состоит из крупных обломков, соприкасающихся друг с другом, тогда как матрикс выполняет оставшиеся между ними незначительные промежутки. *Пудинговая олистострома* сложена разобщенными олистолитами, занимающими существенно меньший объем, чем вмещающий матрикс.

Оползни и оползневые толщи – один из элементов строения олистостром. Современные активные надводные и подводные склоновые оползни представляют собой, как бы мгновенную фотографию процесса, который в длительное геологическое время создает оползневой комплекс тела олистостромы. Оползни представляют собой результат скользящего смещения рыхлых масс горных пород вниз, под влиянием силы тяжести. В процессе формирования они могут потерять структуру материнских пород (инкогерентные) или сохранить ее в том или ином виде (когерентные) [Геосинклинальная..., 1984.]. Инкогерентные оползни имеют черты эндоолистостром, а когерентные можно рассматривать как огромные «мягкие олистолиты» в нормально-слоистых породах.

Когерентные оползни подразделяются на соскальзывающие (делящиеся) и смятые (детрузивные). Внутренняя структура соскальзывающих оползней изменена незначительно и в основном сохраняет черты исходных пород. Смятые оползни развиваются среди песчано-алеврито-глинистых пластичных толщ, первично слоистая текстура которых сильно преобразована, но не дезинтегрирована. Они характеризуются интенсивной хаотичной перематостью и иногда включают многочисленные мелкие podobные складки разнообразной формы с пережимами или раздувами мощности слоев и с обилием хаотических микроразрывов.

Мощность тел достигает десятков - первых сотен метров, а площадь распространения – десятков и сотен квадратных километров. Образования подобного типа установлены среди молодых отложений современных пассивных и особенно активных окраин континентов.

Приведенные современные понятия не исчерпывают терминологии элементов гравигенных микститов. К их составным частям относятся разные типы локальных оползней, коллювиально-делювиальные, селевые образования и многие другие. По образному выражению М.Г.Леонова, «...в терминологии хаотических комплексов царит не меньший хаос, чем в их внутреннем строении» [Леонов, 1981, стр. 38]. С продолжающимся изучением этого типа микститов ряд терминов устаревает или, наоборот, становится общепризнанным.

Генезис олистостром разными исследователями понимается не всегда одинаково. Изначально, по Ж. Флоресу эти микститы выделялись как результат подводных оползаний. Дальнейшее изучение показало их косвенную связь с эндогенными меланжами, надвиговыми структурами и разрушением фронтальных частей покровов, в том числе и на суше. Были выявлены ремобилизованные олистостромы с наложенными на них эндогенными деформациями, смешанные микститы и т.д. В результате, о происхождении олистостром сосуществуют четыре основные группы представлений [Леонов, 1981]:

1. Олистострома - осадочный комплекс, образованный только обвальными-оползневыми процессами без участия эндогенного тектонического фактора или при его ничтожной роли (Ж. Флорес, Е. Бенео, А. Якобичи, Е. Абатте и мн. др.). Такое понимание четко отделяет олистостром от меланжа и представляется наиболее правильным.

2. Олистострома формируется гравигенно-оползевым путем, при явной, но только косвенной роли эндогенной тектоники, которая создает склон, сейсмические толчки и другие предпосылки ее формирования. (М. Маршетт; К. Руттер, И. Черенков и др.).

3. Главная роль в образовании обломочного материала олистостром принадлежит эндогенным тектоническим процессам при шарьяжеобразовании, а способ перемещения - экзогенный (И. Белостоцкий, Г. Поршняков, С. Соколов, А. Лукьянов, Г. Семенов, В. Михайленко и др.). В этом случае смешиваются понятия меланж и олистострома, которые в природе иногда присутствуют одновременно, образуя олистомеланжи.

4. В четвертую, компромиссную, группу представлений включаются все три перечисленные способа образования олистостром (П. Эльтера и Л. Тревизани). Дискуссионность генезиса олистостром обусловлена их сложностью и многообразием. Как будет показано ниже, в разных генетических типах олистостром присутствуют или полностью отсутствуют перечисленные признаки их происхождения.

В горно-складчатых регионах олистостромы возникают при разрушении крутых склонов, сложенных консолидированными, или слабо уплотненными породами, с последующим их накоплением в субаэральных или морских условиях. Теоретически, экзогенные микститы присутствуют везде, где есть контрастный рельеф любого генезиса, а в случаях ледниковых тиллитов, даже без склонов [Типовые..., 1997, Хаотические..., 1992, Леонов, 1981 и мн. др.].

Как самостоятельные геологические тела, олистостромы впервые были закартированы итальянскими геологами более 100 лет назад. В настоящее время они выявлены и описаны практически во всех горно-складчатых регионах, а также в древних складчато-надвиговых областях мира [Flores, 1955; Beneo, 1956; Marchetti, 1957; Шерба, 1975; Элтер, Тревизан, 1976; Белостоцкий, 1977; Page, 1978; Леонов, 1978, 1981, Richter, 1973 и мн. др.]. Регионов с хорошо изученными олистостромами много: Алтае-Саянская область, Тянь-Шань, Памир, Урал, Альпы, Карпаты, Апеннины, Кавказ, Тува, Северо-Восток России, Калифорния, Италия, Польша, Сицилия, Болгария, Греция, Германия и другие. Гравигенные микститы закономерно встречаются там во флишевых отложениях, в морских и континентальных молассах, а также в иных формациях.

Отдельные элементы олистостром были известны и до их выделения. В геологической литературе они описывались, как глыбовые брекчии, дикий флиш, «чешуйчатые глины», хаотические и глыбовые брекчии, тиллиты и тиллитоподобные конгломераты, экзотические утесы, осадочные клишпы, горизонты с включениями, «осадочный меланж» и т. д. Некоторые термины, как например, «осадочный меланж» устарели и ныне понимаются как эндогенный меланж, состоящий из осадочных пород. Другие фрагменты олистостром картировались в составе нормально-стратифицированных толщ как свиты или биостратиграфические подразделения, что приводило к противоречивым трактовкам геологического строения регионов.

В отечественной геологии наиболее существенный вклад в изучение олистостром внесли И.И. Белостоцкий, Г.С. Бискэ, А.Л. Книппер, М.Г. Леонов, А.В. Лукьянов, Г.А. Мизенс, В.Г. Михайленко, В.М. Ненахов, С. В. Руженцев, Г.Г. Семенов, С.Д. Соколов, И. В. Хворова, И.Г. Щерба и другие. Их основные публикации приведены в списке литературы. Особо следует отметить монографию М.Г. Леонова [Леонов, 1981], а также коллективную работу, представленную как методическое руководство по геологическому картированию микститов на примере Тянь-Шаня, Корякия и Алтае-Саянской области [Геологическое..., 1992]. Из переводных работ хорошая сводка по зарубежным олистостромам представлена в объемной книге [Сила тяжести..., 1976]. Указанные публикации при картировании олистостром рекомендуются для углубленного изучения.

На Украине элементы олистостром выделены в Карпатах (в Мармарошской и Пенинской зонах) [Пастухов и др., 1993; Тектоника Украины, 1988]. В южных регионах (Горный Крым и прилегающие акватории Черного моря) были обоснованы, описаны и оконтурены три региональные наземные и три подводные кайнозойские олистостромы, а также две крупные мезозойские [Юдин, 1998, 1999а, 2000, 2001б, 2011, Юдин и др., 2000 и др.]. Следует отметить, что некоторые локальные экзотические глыбы Горного Крыма ранее интерпретировались как оползневые. Примером тому - представления М.В. Муратова и других геологов об оползневом генезисе глыб пермских и каменноугольных известняков в Симферопольском районе. Однако, после более детального анализа и многолетних дискуссий, глыбы оказались кластолитами в надвиговых меланжах.

В олистостроме чужеродные обломки и массивы (олистолигты) расположены в матриксе осадочно-оползневого происхождения. Матрикс может быть двух типов - стратифицированным и нестратифицированным. *Олистостромы с не стратифицированным* матриксом образуют четко ограниченные в пространстве линзы, прослои и горизонты хаотических брекчий среди вмещающих их нормально-стратифицированных отложений. Нормальная осадочная слоистость в таких комплексах отсутствует и их проблематично картировать как свиты. *Олистостромы со стратифицированным матриксом* не образуют четко выраженных самостоятельных геологических тел. Их границы проводятся условно, по мере исчезновения из разреза олистолитов и инородных хаотических обломочных горизонтов. Экзогенные микститы, совместно с разделяющими их нормально-осадочными горизонтами, образуют

олистостромовый комплекс и картируются под общим названием «олистострома» [Геологическое..., 1992].

Иногда микститы имеют двойственную природу, связанную с зонами брекчирования крупных эндогенных надвигов и накапливаются на их автохтонах. В этом случае отличить обломки чисто гравитационного разрушения и эндогенно преобразованных пород (меланжей) бывает сложно или не возможно. Такие микститы называются *олистомеланжем*, *тектостромой*, *субмеланжем* или *суболистостромой*.

Промежуточным элементом строения олистостромовых толщ являются нормально-осадочные слоистые отложения, содержащие разобщенные, беспорядочно расположенные мелкие и крупные обломки преимущественно грубо-изометричной формы. Такие образования нередки среди турбидито-флишевых и глинистых толщ, сменяющих по латерали хаотические тела. Нередко в них, как и в межоллистостромовых горизонтах, широко проявлены следы оползания осадков в виде мелких «закатышей» и дисгармоничных изоклинальных лежащих складок сложной формы.

Внутренняя структура олистостром разных типов существенно отличается. Важнейшей особенностью *аллоолистостром* является их приуроченность к зонам надвигов и шарьяжей. В отличие от меланжей они слагают верхние части разреза автохтонов и согласно или с перерывом залегают на подстилающих породах. Нижние контакты оползневых тел обычно сорваны, а сами они в той или иной мере расчешуены и тектонически рассланцованы, иногда вплоть до формирования переходных к меланжу разностей. Олистоилиты аллоолистостром обычно состоят из пород, покрывающих аллохтонные чешуи. Это свидетельствует о пространственной и генетической связи с шарьяжно-надвиговыми структурами и позволяет рассматривать их как комплексы-показатели горизонтальных смещений масс горных пород.

Эндоолистостромы не всегда имеют связь с надвиго-шарьяжными зонами. Обязательным условием их возникновения является наличие контрастного морфологически выраженного склона, способствующего зарождению обвального-оползневых процессов. Такой рельеф может быть создан предрифтогенным поднятием в условиях растяжения. То есть, аллоолистостромы обычно отражают условия преимущественного сжатия при субдукции и коллизии, а эндоолистостромы - растяжения при рифтогенезе, сжатия при конвергенции или другие.

3.1. Классификация и типы олистостром

Классификация олистостром разработана недостаточно, что отмечается в большинстве публикаций с противоречивыми критериями выделения их типов и классов по составу, размерам, положению, соотношению олистолитов и матрикса [Леонов, 1981, Геологическое..., 1992 и др.]. Типизация олистостром по внутреннему строению, литологическому составу или другим признакам несовершенна, поскольку одинаковый набор обломков пород может быть в генетически разных видах микститов и наоборот.

Существует мнение, что олистостромы вообще не подлежат классификации вследствие слишком разнообразного строения даже одного конкретного тела микстита в разных его частях. Однако в основе формирования гравигенного комплекса лежит главный и определяющий фактор – наличие рельефного склона, который создается разными тектоническими режимами и структурами, которые достаточно легко дифференцируются и определяются.

Типизация олистостром с позиций тектоники литосферных плит проводилась и ранее. На примерах Алтае-Саянской области, наиболее корректная из них представлена в разделе 3, составленном Г.Г.Семеновым и В.Г. Михайленко в монографии [Геологическое..., 1992]. Они выделяли обдукционный, аккреционный, горсто-надвиговый и коллизионный типы олистостром. Однако понятие обдукция по механизму трактуется неоднозначно и вряд ли автономно от субдукции. Аккреция часто понимается, как процесс и субдукции и коллизии, с нарастанием не только аккреционной призмы, но также микроконтинентов и террейнов. Горсто-надвиговые структуры дискуссионные по самому определению: горст - структура растяжения, ограниченная сбросами, которые в ассоциации с синхронными надвигами образовываться не могут по балансу перемещений.

Нами 4 года назад составлена новая геодинамическая классификация экзогенных микститов, основанная на их генезисе (рис. 3.1). В ее основу положен геодинамический цикл Вильсона, создающий контрастный рельеф на разных этапах эволюции от начала дивергенции, до субдукции и окончания конвергенции при коллизии. При этом обособлены фронтальные и тыловые олистостромы. Отдельно выделены нейтральные олистостромы, связанные с деятельностью ледников и гравигенные комплексы на склонах вулканических построек, которые не укладываются в рельефообразование по циклу Вильсона. То есть, в классифика-

ции, основанной на геодинамических предпосылках формирования рельефа, включены все известные в мире типы олистостром [Юдин, 2012-6]. Рассмотрим их по порядку с примерами, спецификой строения и выделения каждого типа.



Составил Юдин В.В., 2008г

Рис. 3.1 Классификация олистостром

Дивергентные олистостромы в полном объеме еще мало изучены. Генетическая суть их заключается в гравигенных процессах на склонах, образованных перед и при рифтогенезе, а также на пассивных окраинах континентов, созданных в результате спрединга. Современные процессы дивергенции создают весьма контрастный рельеф с перепадами высот от сотен метров, до 2-6 км, на склонах которого, происходит образование современных олистостром. Согласно принципу актуализма, можно полагать, что в древних складчато-надвиговых поясах, при рассмотрении рифтогенных литодинамических комплексов, можно выявить древние аналоги дивергентных олистостром и картировать их как автономные геологические тела.

Предрифтовые олистостромы ранее не описывались. Они образуются на склонах крупных сводовых поднятий, предшествующих рифтогенезу. Тип рифтогенного поднятия (начала цикла Вильсона, задуговой или иной) принципиального значения не имеет, поскольку класс микстита определяется по комплексному анализу формаций и эволюции конкретного региона.

В Крыму была выделена древняя предрифтовая Горнокрымская олистострома раннемелового возраста [Юдин, 1996, 1998, 1999, 2000, 2011]. Она формировалась в задуговом тектоническом режиме раскрытия Паратетиса и ныне распространена на обширной территории Главной гряды и ее предгорий, площадью 30x150 км (рис. 3.2).

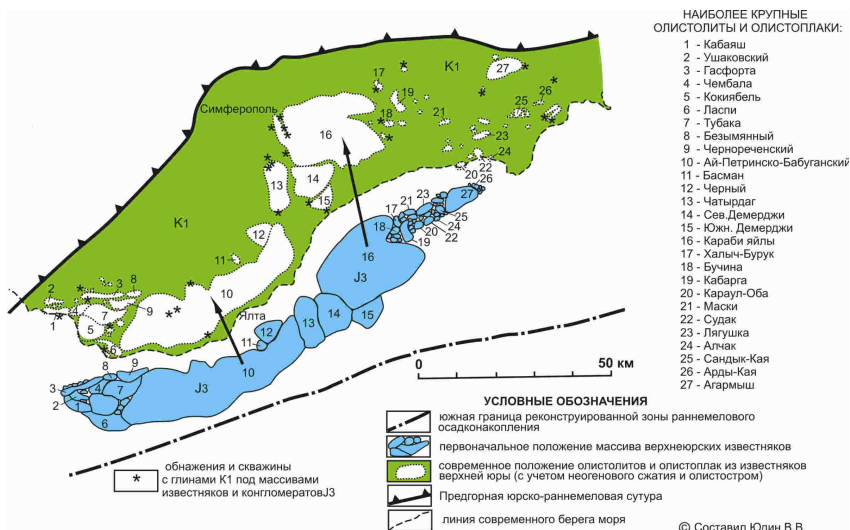


Рис. 3.2. Горнокрымская олистострома и реконструкция положения ее олистолитов

Матрикс олистостромы сложен хаотически перемешанными и местами нормально-осадочными породами нижнего мела. Более 100 крупных олистолитов размерами от десятков-сотен метров до километров, а также пластин-олистоплаков, до первых десятков километров состоят из плотных верхнеюрских известняков, с локально подстилающими их конгломератами верхней юры. Они слагают возвышенности и ялы Главной гряды гор. Как видно на рис. 3.2, известняковые массивы расположены незакономерно, разрозненными пятнами, что создает неповторимость ландшафтов и строения даже близко расположенных участков Горного Крыма.

Большинство исследователей в течение 100 лет считали и считают, что верхнеюрские известняки расположены на месте своего образования и стратиграфически налегают на отложения позднего триаса - средней юры. По краям массивов выделялись

или вертикальные межблоковые разломы-сбросы или ингрессионные прилегания нижнемеловых глинистых отложений.

В 80-90^х годах Ю.В. Казанцев интерпретировал массивы, как тектонические останцы ранее единого эндогенного «Покрова Яйлы», надвинутого с юга. Эту гипотезу поддержали С.Е. Смирнов, И.В. Попадюк, С.С. Круглов, В.Н. Рыбаков и другие, что отражено в последней Тектонической карте Украины, геодинамической и геологических картах Крыма за 2006-2008 годы. Другая группа исследователей из Московского госуниверситета (В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабошкин и др.), разделяя представления Ю.В.Казанцева об аллохтонном залегании массивов известняков, обосновывали их эндогенное шарьирование с севера. Однако геологически обоснованных корневых зон «Шарьяжа Яйлы» ни на севере, ни на юге не оказалось. Дискуссии по строению конкретных объектов продолжались много лет и решились после анализа строения современных олистостром.

При движении олистолитов, в их основании при низких температурах и давлениях формируется зона брекчирования и развальцевания - то есть гравигенно-тектонический контакт. Пологая фронтальная часть крупных олистолитов на севере местами «впахивается» в матрикс с образованием субстратиграфического и стратиграфического налегания на него осадочных пород. По бокам олистолитов выявляются прилегающие контакты типа «ингрессионных» или зоны брекчирования вдоль их крутых краев с зеркалами сдвигов по «правилу корабля». Таким образом, на первый взгляд крайне противоречивые типы контактов вокруг даже одного массива стали вполне естественными и объяснимыми.

Тектонические контакты в основании олистолитов из верхнеюрских известняков и конгломератов наблюдаются в абсолютном большинстве обнаженных участков. Особенно хорошо это видно в карьерах, разрабатывающих тектоническую брекчию (Мраморный, Гасфортский, Халыч-Бурукский, Агармышский и другие). В них, и в естественных обнажениях под массивами из известняков верхней юры, по фауне выявлены более молодые раннемеловые глины [Юдин, 1999, 2011, 2012-6; Юдин, Ключко, 2001]. Это подтверждено бурением в Юго-Западном Крыму (скв. 48, 71), в районе с. Мраморное [Рыбаков и др., 2003], у с. Краснопещерское и в других. Положение более 20-и таких участков с налеганием древних известняков на молодые глины показано на рис. 3.2 звездочками.

В других районах Горного Крыма массивы верхнеюрских известняков и конгломератов залегают на более древних дисло-

цированных толщах от позднего триаса до средней юры. Несмотря на признаки тектонической переработки в основании, большинство геологов эти контакты считают стратиграфическими. Однако, в ряде случаев, в зонах контактов обнаружены линзы молодых глин с фораминиферами нижнего мела [Юдин, 1999]. Примерами тому - южный и западный склоны г. Сев. Демерджи, западный склон г. Бойко, южный склон г. Ай-Петри и ск. Ласпи. Такой феномен объясняется не полным пережатием при сползании олистолитов пластичных глин нижнего мела, которые под Главной грядой сохранились лишь фрагментарно.

То есть, олистолиты Горнокрымской олистостромы залегают через гравигенно-тектонические контакты на и внутри толщ нижнего мела, а при ее пережатии или отсутствии, – на флише таврической серии, на среднеюрской молассе и на меланжах по ним. В Восточном Крыму они также подстилаются собственно “крымским” верхнеюрским карбонатно-терригенным комплексом. Нигде олистолиты не перекрывают и не врезаются в верхнемеловые толщи. Их сползание на расстояние 20–40 км происходило с юга. Оно связано с располагавшимся южнее предпоздне-меловым поднятием, предшествовавшим рифтогенному раскрытию Черного моря. Залегание пород в олистолитах пологое. Но вдоль Южного Крыма они частично ремобилизованы неоген-четвертичными эндогенными надвигами и ретронадвигами, местами образуя чешуйчатую структуру Главной гряды гор. О гравигенном происхождении тектонических контактов в основании верхнеюрских массивов свидетельствует следующее:

1. В подстилающих разрывах отсутствуют новообразованные гидротермальные минералы, хотя мощность массивов достигает 1–2 км. При разном составе совмещенных толщ, в случае эндогенных надвигов, здесь должны были бы быть гидротермальные рудопроявления, но их нет и развит лишь кальцит и лимонит.

2. На субгоризонтальных зеркалах скольжения штрихи и борозды часто разнонаправленные, “ерзающие” и даже “закрученные”, что характерно для гравигенных дислокаций с хаотическим перемещением и вращением олистолитов.

3. По палеомагнитным и структурным данным массивы известняков существенно разворачивались. Их вращение не укладывается в сбалансированную модель эндогенного происхождения, но легко объяснимо произвольными поворотами олистолитов при оползании.

4. Ни на юге, ни на севере нет геологически обоснованной корневой зоны эндогенного шарьяжа. Южному положению такой зоны противоречит преобладающее падение разрывов к северу, общее строение и преимущественно южная вергентность крымских складок. Предположение о корневой зоне на севере в “Лозовской зоне смятия” также неприемлемо. В этой зоне почти нет верхнеюрских известняков, а там где есть (на севере Долгоруковской яйлы) они совершенно не дислоцированы и клином входят с юга в субгоризонтально залегающие толщи нижнего мела. Отдельные массивы на востоке (г. Агармыш) и на западе (г. Гасфорта) расположены у поверхности севернее так называемой “зоны смятия”. Еще севернее, в Равнинном Крыму, по данным бурения аналогичных верхнеюрских известняков нет. Нет их и на обширном Альминском поднятии, где нижнемеловые породы с угловым несогласием залегают на таврическом флише и меланжах по нему.

5. О гравигенном происхождении олистолитов свидетельствуют локальность и структурная разобщенность их распространения без следов известняков между отдельными массивами.

6. Особо важно подчеркнуть, что по данным бурения и по многочисленным обнажениям, под меловыми отложениями Горного Крыма верхнеюрские известняки повсеместно отсутствуют. Поэтому еще бытующие представления о Салгирском и других грабенах не соответствует реальной геологической информации. “Ингрессионной” гипотезе противоречит отсутствие вокруг массивов следов волноприбойной деятельности, глинистый, а не карбонатный, состав толщ раннего мела и другое.

7. В Юго-Западном Крыму многочисленные данные бурения не позволяют интерпретировать известняковые глыбы, вскрытые на разных гипсометрических уровнях, как фрагменты единого «Покрова яйлы».

8. По данным палеомагнитных исследований в Айпетринском массиве позднеюрских известняков определены палеошироты на 2200 км более южные, чем в ниже залегающих комплексах средней юры, что невозможно объяснить ни одной из предшествующих гипотез [Юдин, Юдин, 2007, 2008]. Наша интерпретация сводится к следующему. В конце раннего мела олистолиты по глинистой толще сползли к северу с предрифтогенного поднятия на месте еще не раскрытого задугового Черноморского рифта. Сходные смещенные массивы известняков известны по простиранию на Кавказе и вале Шатского [Копп, Хаин, 1996]. Аналогичные олистолиты из известняков верхней юры - нижнего мела

широко распространены в Анатолии. Причем, там они сползли с севера на юг. Ось предрифтового раннемелового поднятия располагалась южнее Южнокрымской коллизионной сутуры [Юдин, 1996]. Поэтому гравитационное смещение олистолитов к северу на 20-40 км, по сути, произошло с другого террейна Понтия, который в средней юре до коллизии с Крымией имел существенно более южное положение [Юдин, 2008].

Следует отметить, что при государственной геологической съемке на всех геологических картах Горного Крыма олистостромы не выделялись, а олистолиты и матрикс отражаются как стратиграфические подразделения в блоковой модели, вплоть до последних карт масштаба 1:200000 [Державна геологічна карта..., 2007-2009 г.г.]. При последующем составлении карт масштаба 1:50000 неотражение олистостром и их элементов приведет к существенному снижению качества геологической информации и понимания строения района.

Рифтовые олистостромы образуются в начале собственно дивергентного этапа. По системе сбросов создаются линейные грабены с достаточно контрастным рельефом, способствующим формированию гравигенных микститов.

Современные аналоги такого режима известны в Восточно-африканских, Байкальском рифтах, в Красном море и в других районах. [Кеннет, 1987, Хаин, Ломизе, 1995]. Примерами современных олистолитов рифтогенной олистостромы в Красном море являются риф Гордон, о. Тиран в районе Шармэль Шейха и др.; в оз. Байкал - п-в Святой Нос, о-в Бол. Ушканый и др. В случае прекращения дивергенции, рифты заполняются осадочным материалом и образуются авлакогены. В нижних частях их разрезов возможно присутствие микститов рассматриваемого типа, например, в девоне - раннем карбоне Донбасса. В рифтовых олистостромах, кроме грубого терригенного, нередко присутствует вулканогенный материал и эвапориты. Вследствие глубокого погружения, в горно-складчатых областях древние рифтогенные формации мало обнажены и поэтому плохо изучены. Их наличие иногда выявляется при интерпретации материалов высококачественной сейсморазведки.

Пассивнокраинные олистостромы образуются только в подводных условиях после перехода рифтогенного режима к спрединговому с появлением океанической коры [Кеннет, 1987, Хаин, Ломизе, 1995, Юдин, 2001в]. Роль эндогенного тектонического фактора при создании микститов мала или полностью отсутствует. Кластический материал подводных олистостром обра-

зуется и переотлагается за счет действия обвальнo-оползневых процессов на относительно крутых батияльных склонах пассивных окраин огромной протяженности. Современными примерами тому являются гравигенные микститы на континентальных склонах востока Северной и Южной Америки, Западной и Юго-Восточной Африки, где перепады высот подводного рельефа достигают 5-6 км.

Формирование пассивноокраинных олистостром связано с простыми оползнями и с отложениями осадков гравитационных потоков внутри однородных по составу толщ. Примерами тому - турбидитовые комплексы с дебризами и каньонами, с конусами выноса и олистолитами из консолидированных пород пассивных окраин континентов. В отличие от активных окраин, характерной особенностью матрикса пассивноокраинных олистостром является преимущественно мономиктовый и олигомиктовый состав обломочного материала, что связано с формированием зрелых осадков на пенепленизированных частях континентов.

Современные олистостромы пассивно-окраинного типа описаны в многочисленных статьях и монографиях по морской геологии [Кеннет, 1987; Шепард, 1976 и др.]. Согласно принципу актуализма, аналогичные микститы формировались и в далекой геологической истории. Они выявляются в пассивноокраинных формационных комплексах хорошо изученных горно-складчатых областей. Отличие пассивноокраинных олистостром от рифтовых - незначительное. Оно заключается в их положении в соответствующих литодинамических комплексах, отсутствии в пассивноокраинных вулканогенного материала, а также в тектоническом режиме, определяемом при геодинамическом анализе изучаемого региона.

В Горном Крыму, например, элементы пассивноокраинных олистостром присутствуют во флишевом комплексе таврической серии, которая формировалась в позднем триасе - ранней юре при рифтогенно-спрединговом раскрытии фрагмента палеоокеана Тетис. Как сам турбидитный механизм формирования флиша, так и олистолиты в нем, по своей сути оползневые. Заметим, что на таврический флиш в Крыму и на Кавказе наложены чрезвычайно интенсивные эндогенные складчато-надвиговые деформации среднеюрско-раннемелового, а затем неоген-четвертичного этапов конвергенции, которые во многом затушевывают первичные признаки олистостром. Некоторые геологи (В.Т. Фролов и др.) считают, что все сложные деформации во флишевом комплексе Горного Крыма являются оползневыми и связаны с гравигенны-

ми сбросами, что сомнительно по многим признакам [Юдин, 1999-б]. Картирование таврической серии и слагающих ее свит при среднемасштабных и крупномасштабных построениях не учитывало присутствие во флише меланжей и олистостром. Их отражение является сложной, но выполнимой задачей при создании карт нового поколения.

Конвергентные олистостромы развиты наиболее широко, хорошо изучены и известны практически во всех складчатонадвиговых областях [Геологическое..., 1992; Леонов, 1981; Беллостоцкий, 1978; Бискэ, 1996; Сила тяжести., 1976 и мн. др.]. Нами они подразделены на субдукционные и коллизионные (рис. 3.1). Поскольку резкой границы между этими геодинамическими процессами нет, основным отличием между ними является преобладание в субдукционном типе морских, а в коллизионном – наземных олистостром. Разделению их способствует правильная геодинамическая модель и четкое представление об эволюции региона. Оба типа микститов проявляются во фронтальной и тыловой частях зон конвергенции. Поэтому, по отношению к основной зоне субдукции или коллизионной сuture, они достаточно просто различаются на фронтальные и тыловые подтипы.

Субдукционные олистостромы, называемые также *аккреционными* [Геологическое..., 1992], связаны с наиболее интенсивным процессом гравигенного миксито-образования. Они формируются преимущественно на подводных склонах островных дуг и активных окраин, а также в глубоководных желобах с наиболее контрастным рельефом из всех известных на Земле. Современные перепады рельефа от горных вершин до оснований глубоководных желобов составляют от первых километров до 15 км (от вершины вулкана Льюльяйльяко, высотой 6,7 км до дна Чилийского желоба - 8 км). С учетом кайнозойских осадков в желобе, тектонический перепад высот еще больше. Не удивительно, что на таких контрастных склонах олистостромы развиты наиболее широко.

Большинство древних субдукционных олистостром в большей или меньшей степени подвергнуты эндогенной тектонической переработке. Нередко они выделяются как *тектоногравитационные олистостромы* или *олистомеланжи*. В них присутствует наложенная тектонизация исходного материала, фиксируется сейсмогенная природа обрушений, происходит ремобилизация олистолитов и матрикса эндогенными разрывами и обычно ассоциация с меланжами. Особенностью субдукционных олистостром является их неоднократное и последовательное пе-

реотложение в бассейне, по мере поддвигания океанической коры и роста аккреционной призмы. В складчато-надвиговых областях это явление известно как «миграция складчатости», что установлено и в современных островных дугах, например, Индонезийской.

Горный рельеф, сформированный при конвергенции, имеет два склона – фронтальный и тыловой. Фронтальный склон всегда крутой и контрастный, тыловой – более пологий. Это предопределяет развитие фронтальных и тыловых олистостром, отличающихся не только по положению и размерам, но также по строению матрикса и олистолитов.

Фронтальные субдукционные олистостромы широко развиты в разных складчато-надвиговых поясах и образуются перед фронтом надвигающихся аллохтонов, отражая активное перемещение пластин и чешуй. Они помогают реставрировать время, направление перемещения и последовательность формирования покровно-складчатых сооружений при субдукции.

Наиболее подробные представления о генезисе фронтальных олистостром в отечественной литературе приведены в работах [Руженцев, Хворова, 1973; Леонов, 1981; Геологическое..., 1992 и др.]. М. Г. Леонов показал, что при формировании олистостром действует седиментация, свойственная флишевым или молассовым бассейнам. Она обусловлена поступлением в бассейн огромных масс грубообломочного материала, который отлагается в виде линз, прослоев и горизонтов глыбово-хаотических образований. Материал поступает в бассейн не постепенно, а в виде отдельных и повторяющихся импульсов лавинной седиментации. Обычно это хорошо видно на сейсмических профилях по резким контактам олистостромовых тел с вмещающими отложениями, а также по крупным олистолитам, нижние контакты которых имеют оползневой, а верхние – нормально-стратиграфический контакты.

Фронтальные олистостромы у уступа надвигающейся пластины обычно сложены более грубыми обломками. Тонкий материал турбидитных потоков в виде проксимального, нормального и дистального флиша формируется на удалении в основании континентального склона. По мере надвигания пластины латерально перемещается уступ и граница проксимальных и дистальных фаций.

Состав пород фронтальных субдукционных олистостром очень разнообразен из-за смешения в аккреционной призме пород океанической и субконтинентальной коры. Обычно, присутствуют

обломки офиолитов (серпентиниты, толеитовые базальты, кремнисто-глинистые породы, радиоляриты), но могут быть и карбонатные породы, сползшие с гемишельфа островной дуги или активной окраины. Это может привести к неверному выводу о меланжевой природе микстита. Главным отличительным признаком гравигенного происхождения служит слабая степень эпигенетических преобразований матрикса. Пластино- и линзообразные формы тел олистостром располагаются в осадочных толщах флиша, в которых местами также проявляются элементы гравитационных структур.

Итак, основные признаки древних фронтальных олистостром по работе [Геологическое..., 1992] с дополнениями следующие:

- 1- преимущественно субаквальный генезис;
- 2- пространственная связь с надвиговыми зонами;
- 3- олистолиты и матрикс обычно состоят из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются, а иногда и частично перекрываются;
- 4- возраст образования олистостром синхронен покровным перемещениям;
- 5- микститы простираются на многие сотни и тысячи километров вдоль складчато-надвигового пояса;
- 6- локально присутствует эндогенная тектоническая переработка, вплоть до перехода в эндогенный меланж. Олистостромы четко выделяются на аэрокосмоматериалах пестрой окраской и хаотическим расположением олистолитов.

Тыловые олистостромы меньше известны в литературе. Многими исследователями их существование оспаривается или отрицается. Для формирования микстита необходим достаточно крутой склон, чтобы в его основании мог накапливаться материал. Однако в тылу тектонического покрова склоны значительно положе, чем во фронтальной зоне, особенно при пологом сместителе шарьяжа. Формирование тылового оползневого комплекса упрощается при наличии в стратиграфическом разрезе пластичных прослоев глин или солей. Кроме того, крутой склон могут создавать ретронадвиги, которые формируют тектоническое дробление пород в тыловой зоне.

Кроме классической субдукции, в новой глобальной тектонике известно поглощение субокеанической коры в задуговых бассейнах. Этот процесс называется псевдосубдукцией или квазисубдукцией. При таком геодинамическом режиме перепады рельефа несколько меньше, в 1-3 км, но вполне достаточные для формиро-

вания мощного гравигенного комплекса. Отличие олистостром, созданных при квазисубдукции, заключается в почти полном отсутствии в матриксе и олистолитах пород офиолитовой ассоциации.

На юге Украины примерами фронтальных субдукционных олистостром являются наземные Массандровская и Опускская, а также подводные Южнокрымская, Южнокерченская и Западночерноморская олистостромы [Юдин, 1998, 1999а, 2000, 2001б, , 2011; Юдин и др., 2000], (рис. 3.3, 1.4).

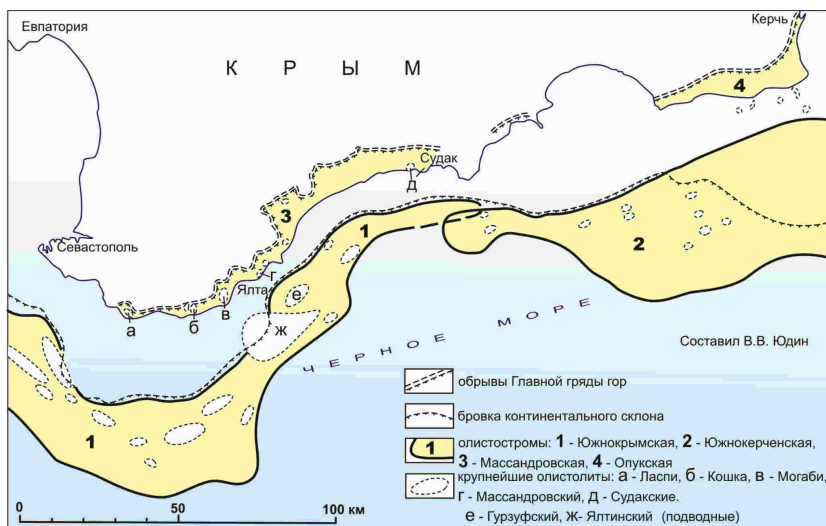


Рис. 3.3 Кайнозойские олистостромы Крыма и Черного моря

Массандровская олистострома названа нами по пос. Массандра и созвучна с ранее выделенной одноименной “свитой” (рис. 3.4, 3.3, 1.4). Матрикс ее сложен лимонитизированным известняковыми брекчиями красного и бурого цвета, местами с цементом и прослоями бурых суглинков. Брекчии хаотические, иногда грубослоистые, по-разному уплотненные. Обломочный материал представлен небольшим (первые сантиметры, десятки сантиметров), не окатанными остроугольными обломками известняков, реже глинистых сланцев. В плане они распространены в виде оползневых и обвальных шлейфов, а в разрезе имеют линзовидное строение, толщиной до сотен метров. Местами, в составе матрикса, участвует нижележащий флиш таврической серии и меланжи по нему, слагающие многочисленные оползни

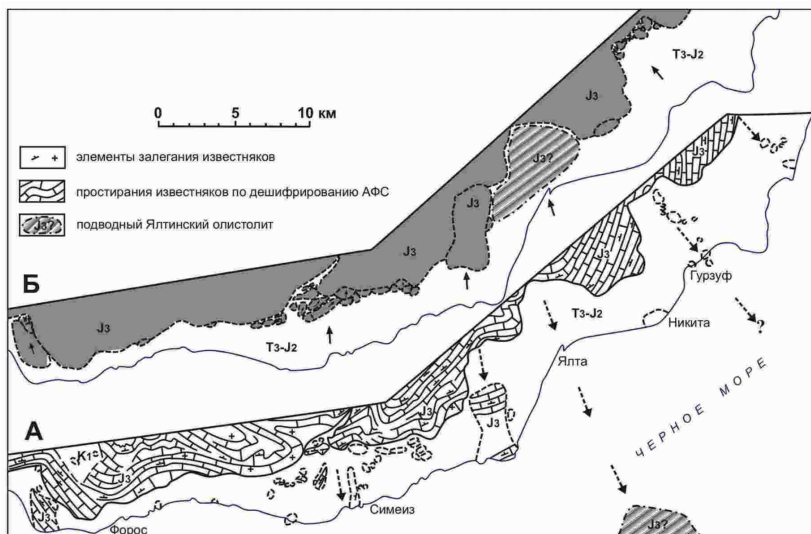


Рис. 3.4 Масандровская олистострома: А – современное положение олистолитов, Б – их реконструкция

южного берега Крыма. Наиболее широко оползни распространены в полосах развития дезинтегрированных пород Подгорного и Южнобережного меланжей. По палеонтологическим определениям, матрикс имеет плиоцен-четвертичный возраст, что определяет время формирования гравигенного микстита.

Олистолиты сложены плотными верхнеюрскими известняками, реже подстилающими их конгломератами и песчаниками верхней - средней юры. Их хаотические скопления распространены в полосе Горного Крыма крайне неравномерно. Размеры составляют от метров и сотен метров, достигая первых километров, что создает неповторимый и разнообразный ландшафт Южного берега от Балаклавы до Судака.

Мелкие олистолиты изометричные, крупные чаще имеют сложные, извилистые очертания. Нижние контакты несут отчетливые следы оползания и давления на нижележащие комплексы. Они выражены в рассланцевании, развальцевании и дезинтеграции с зеркалами скольжения и брекчированием, но без термальных минералов. Внутренняя структура олистолитов представлена различно ориентированными сколами торошения, частично залеченных кальцитом и прокастованными. Оползневые массивы сопровождаются шлейфами из бо-

лее мелких обломков (рис. 3.5 сверху). Часто мощность их в несколько раз превышает толщину матрикса, что приводит к противоречивости геологического картирования комплекса, как осадочного подразделения массандровской «свиты», которая не имеет четкого стратиграфического разреза.

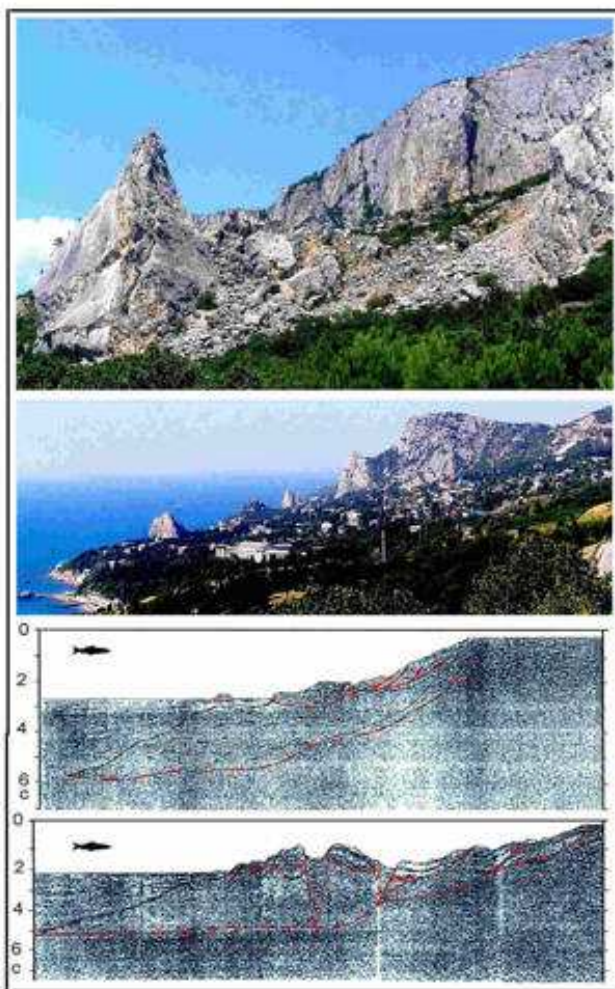


Рис. 3.5 Стадии формирования субдукционных олистостром: сверху – Массандровской, внизу – подводной Южнокрымской

При смещениях по подстилающим глинистым толщам, некоторые олистолиты разворачивались до 90° (например массив г. Кошка), другие - двигались по склону диагонально (массив Ай-тодор и скала Ласпи). Сползшие известняки обычно имеют более крутой наклон слоистости, чем в коренном массиве Главной гряды гор. Образование олистолитов начинается с трещин отрыва и движения вниз по склону с образованием матрикса (рис. 3.5).

При достижении моря, образуются прибрежные скалы, например, ск. Дива, Адалары и другие. Амплитуда их смещения от обрывов Главной гряды гор достигает 10-19 км, но этим процесс не ограничивается. По материалам сейсморазведки, сейсмоаккустики и подводным наблюдениям, наземные олистолиты перемещаются и в мелководной части шельфа. Далее к югу начинается иная, подводная олистострома (рис. 3.5 внизу).

Реконструкция южной донеогеновой границы положения известняков (рис. 3.4, Б) показывает наличие резкого залива в Ялтинском амфитеатре. В 20 км южнее, на континентальном склоне четко выделяется выступ сходного размера, подтверждаемый батиметрией и сейсморазведкой. В комплексе с данными драгирования, это позволяет предполагать наличие там крупного Ялтинского олистолита, сползшего из одноименного амфитеатра к югу на расстояние более 15 км. Отметим, что 20-30 километровые смещения гравигенных массивов не редкость в горно-складчатых поясах. Ближайший пример тому - Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа.

Южнокрымская подводная олистострома неоген-четвертичного возраста была выделена при интерпретации материалов сейсморазведки и драгирования на континентальном склоне Черного моря [Юдин, 1999а, Юдин и др., 2000]. Комплекс прослеживается более чем на 200 км широкой 20-30-километровой полосой, в которой обособлены крупные, до нескольких километров, олистолиты (рис. 3.3). По расчетам М.Е. Герасимова, толщина олистостромы местами превышает 3 км, а объем составляет 10-14 тыс. кубических километров.

Северная и северо-западная граница олистостромы расположена вдоль бровки батинального склона, где происходит основной отрыв от коренных пород, хотя есть и перекрытие подводной частью Массандровской олистостромы. Здесь развиты структуры гравигенного растяжения и оползания: сбросы южного падения, грабены, раздвиги и отдельные олистолиты. Они создают контрастный рельеф дна и обуславливают коренные выходы на его поверхность древних пород. По материалам драгирования и

изучения из подводных аппаратов, здесь были обнаружены осадочные и вулканогенные породы мезозоя и кайнозоя [Шнюков и др., 1997]. В отдельных участках подводный рельеф наминает Главную гряду Крымских гор, где формируется Массандровский комплекс.

Южная граница подводной олистостромы клином входит и перекрывается субгоризонтальными неоген-четвертичными отложениями. Подстилающая толща осадочных пород смята в мелкие пологие складки южной вергентности с надвигами и меланжем северного падения (рис. 3.6, разрезы г. Алушта и с. Морское). Восточнее, по простиранию, эндогенные структуры под олистостромой выражены четче, из-за ее меньшей толщины. На сейсмических профилях хорошо видны три крупных катастрофических этапа формирования микстита (рис 3.6).

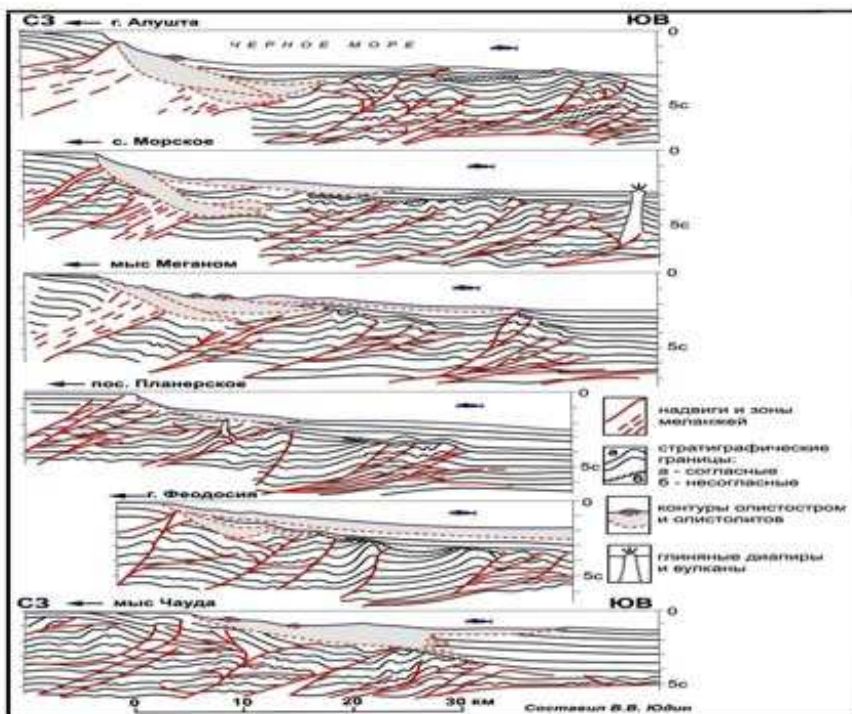


Рис. 3.6 Подводные олистостромы южнее Крыма по интерпретации сейсморазведки

В средней и нижней частях батинального склона четко выделяются сползшие олистолиты, которые перекрывают субгоризонтально залегающие четвертичные отложения (рис. 3.5 В). Второй тип структур - разнопорядковые пологие сбросы южного наклона, по которым происходит внутреннее и общее оползание тела олистостромы с формированием мелких хаотических складок и разноориентированных разрывов. Третий тип структур - крупные субвертикальные сбросы, расположенные над эндогенными надвигами и складками южной вергентности, которые отражают квазисубдукцию субокеанической коры Черного моря под Крым.

Опускская олистострома с тектонотипом у г. Опук, выделена нами на юге Керченского полуострова. Генетически и по возрасту, она аналогична Массандровской, но сложена исключительно кайнозойскими породами. Олистолиты состоят из миоценовых известняков, сползающих к югу по ниже залегающим глинам. Подстилающие мощные пластичные толщи глин майкопской серии не позволяют удерживать рельеф и расплываются. Этим частично объясняется отсутствие на Керченском полуострове высоких Крымских гор, несмотря на сходные по сложности неотектонические складчато-надвиговые структуры и сейсмичность.

Этапы формирования олистолитов наиболее четко выражены в районе г. Опук. Здесь, в сарматских известняках, развиты гравигенные трещины-раздвиги, сбросы и оползневые дислокации. В 4 км юго-западнее в море возвышаются скалы Корабль-Камень. Они представляют собой олистолит из аналогичных известняков, продолжающих свое движение по пологому шельфу к югу. Матрикс олистостромы представлен быстро размываемыми в клифах глинами с послойными срывами, хаотическими оползновыми дислокациями и мелкими олистолитами. Местами присутствует характерный для микститов «пипочный» рельеф, мелкие сопки которого сложены разобщенными обломками известняков среди глиняного матрикса.

Южнокерченская олистострома неоген-четвертичного возраста выделена к югу от Опускской и имеет несколько иное строение, чем ее возрастной аналог - Южнокрымская [Юдин, 1999а, 2000, Юдин и др., 2000]. По материалам сейсморазведки, она прослежена более чем на 100 км в широкой (40–50 км) полосе, вдоль батинального склона, от меридиана г. Феодосии до Керченского пролива Тамани и Кавказа (рис. 3.3, 3.6). Толщина хаотического комплекса, выклинивающегося к северу, составляет 0.5–1 км, местами достигая 2 км. Из-за слабой уплотненности спол-

зающих кайнозойских толщ, олистолиды, размерами до 1–2 км, здесь менее крупные, чем в Южнокрымской олистостроме. Однако и они создают рельеф на пологой батиали относительно контрастный. Субгоризонтальные олистолиды и матрикс резко не согласны перекрывают эндогенные принагвивовые складки южной вергентности. В отличие от Южнокрымской олистостромы, Южнокерченская в субабиссали Черного моря не вклинивается в горизонтально залегающие отложения, а сочленяется с ними постепенным пилообразным контактом с чередованием оползневых и осадочных отложений. Это связано с многоактным формированием микстита (рис. 3.6, нижний разрез). В южном ограничении олистостромы на поверхности дна отмечается вал выпирания. Севернее, на широком пологом шельфе в 4–6 км от берега, известны мелкие олистолиды из известняков неогена (скалы Корабль-Камень, банка Анисимова и другие).

Примерами тыловых олистолидов в Крыму могут служить редкие массивы из верхнеюрских известняков, смещенные по северному склону гор. Они сходны с олистолитами передовой Массандровской олистостромы. Тыловые олистостромы в других регионах, например, Южном Тянь-Шане, - более крупные [Геологическое..., 1992]. Они представлены разнообломочными мономиктовыми и полимиктовыми брекчиями с хаотически беспорядочной внутренней структурой, толщиной в сотни метров. В брекчиях практически отсутствуют какие-либо элементы слоистости, упорядоченности и сортировки неокатанных обломков. Их размеры варьируют от миллиметров до десятков сантиметров. Олистолиды имеют размеры от первых сантиметров до первых сотен метров. Контакты их с матриксом резкие, со срезанием первичной слоистости, присутствуют шлейфы из обломков того же состава. Общая мощность тыловых олистостром достигает там 0,5 км при протяженности более 10 км.

Коллизионные олистостромы известны от раннего палеозоя до настоящего времени и имеют широкое развитие в разных регионах и [Геологическое..., 1992, Леонов, 1981 и др.]. Они также связаны с конвергенцией, но на заключительных этапах цикла Вильсона, при сжатии масс континентальной земной коры. Как следствие, характер гравигенных микститов в них преимущественно субаэральный. В геодинамике известны три основных типа коллизии: континентальная плита - континентальная плита, континентальная плита - островная дуга и островная дуга - островная дуга. Перечисленные типы существенно влияют на особенности строения олистостром.

Коллизионные олистостромы, в основном, образуются в краевых и в тыловых прогибах. Они присутствуют в верхней пестроцветной континентальной молассе, в нижней сероцветной морской молассе и в подстилающем их конвергентном флише. Литология микститов может быть разной и зависит от состава пород воздымающегося горного сооружения. Известны примеры мономиктовых карбонатных и полимиктовых олистостром [Щерба, 1975; Леонов, 1981].

Матрикс мало отличается от субдукционных олистостром, за исключением присутствия обломков коллизионных гранитов и существенно большего объема материала континентальной коры. То же касается состава олистолитов и олистоплаков. В ремобилизованных участках присутствует наложенная эндогенная тектонизация в виде складок и надвигов.

Также как субдукционные, коллизионные олистостромы подразделяются на фронтальные и тыловые. Их дифференциация легко проводится по расположению в автохтоне коллизионной сутуры, краевого прогиба и по положению тылового прогиба в автохтоне ретронадвигов обратного падения. Во фронтальном типе дискретно проявляются тектонические подвижки покровов в сторону прогиба. Здесь происходит обрушением их лобовых частей и гравитационное перемещение в краевой прогиб. Амплитуды смещения олистолитов достаточно большие. Например, в Пиренеях они достигают 50 км [Сила тяжести..., 1976, стр. 14]. Тыловые олистостромы обычно менее масштабные и в своем составе не имеют флишевой формации.

Нейтральные (экзотические) олистостромы выделены отдельно в связи с отсутствием их связи с рельефом, сформированным непосредственно эндогенным геодинамическим режимом. К ним относятся лахары и ледниковые олистостромы.

Лахары образуются на склонах вулканов независимо от их происхождения (при дивергенции, конвергенции или в горячих точках). Пирокластический материал грязекаменных потоков имеет вулканогенно-осадочное происхождение и связан с эруптивной деятельностью вулканов. Дальнейшее перемещение материала по склону, в целом, обязано гравитационным процессам. Поэтому лахары выделяются как специфический комплекс олистостром со всеми присущими им признаками. От классических олистостром их отличает способ образования кластического материала.

Матрикс и олистолиты лахаров сложены породами только вулканогенного происхождения, которые переотложены в суб-

аэральных или мелководно-морских условиях. Важным признаком лахаров является их локальная приуроченность к конкретной вулканической постройке. Как и для других олистостром, характерно отсутствие явной синхронной гидротермальной проработки матрикса, что свидетельствует об экзогенном происхождении. Исключением могут быть локальные поля наложенной проработки гейзерами.

Ледниковые микститы (морены и тиллиты) формируются при движениях и таянии покровных и горных ледников. Кайнозойские морены детально описаны в многочисленных монографиях и учебниках, что не требует отдельного рассмотрения. Хаотический характер их строения локально перемежается с элементами нормально-осадочного строения. Термин *тиллиты* был предложен в 1906 г. А. Пенком для обозначения литифицированных верхнепалеозойских «валунных» глин моренного происхождения. Будучи древними моренами, тиллиты характеризуются всеми признаками, свойственными классу микститов. Они образуют псевдостратифицированные тела большой протяженности, с мощностью от нескольких десятков метров до 300, иногда до 900 м. Внешне они напоминают аллюолистостромы пудингового типа и имеют с ними много общих черт.

Диагностические признаки тиллитов следующие:

1. Присутствие следов интенсивной абразивной обработки грубокластического материала, проявившихся в утлогообразной, плоско-выпуклой, неправильно-остроугольной, реже округлой форме включений, иногда с полированными гранями, многочисленными царапинами, бороздами и шрамами на поверхности;
2. Наличие эрратических валунов, принесенных из очень далеких коренных источников, отсутствующих в регионе;
3. Матрикс имеет преимущественно алевритовую и песчаную размерность;
4. Наличие штрихового ложа, гляциодислокаций, ложбин выпавания, бараньих лбов и других следов динамического воздействия движущегося льда на вмещающие породы;
5. Парагенез с флювиогляциальными и эоловыми образованиями;
6. Широкое площадное распространение и отсутствие связи с крутыми склонами палеорельефа;
7. Отмечается слабо закономерная ориентировка удлиненных обломков, расположенных длинными осями вдоль течения льда и др.

Некоторые из перечисленных признаков присутствуют в классических олистостромах, но масштаб и четкость их проявления в тиллитах гораздо больше. Геодинамическая позиция ледниковых микститов определяется приуроченностью их к обширным массивам суши (в случае покровных ледников) или с высокогорным расчлененным рельефом, формирующимся при конвергенции.

Иногда в древних и современных морских отложениях являются специфические комплексы, которые формально являются осадочными породами, но имеют элементы хаотического строения напоминающие олистостромы. Их называют *акватиллиты*. Такие комплексы, которые формируются на шельфе при вытаивании материала из покровных ледников. Они достаточно распространены в полярных широтах на пассивных континентальных окраинах и внутренних частях окраинных морей при айсберговом разбросе моренного материала.

Олистостромы смешанного происхождения возникают при взаимодействии гравигенных и эндогенных процессов разного типа. В этом случае формируются микститы, в которых находятся олистостромовые тела и вмещающие их нормально-слоистые породы с наложенными на них складчато-разрывными дислокациями. Смешанные комплексы широко распространены в складчатых областях и трудны при диагностике, как в случае олистомеланжей, так и при сложных дислокациях в ремобилизованных олистолитах и матриксе.

В Горном Крыму нами выделяются ремобилизованные олистолиты. Многие оползневые массивы верхнеюрских известняков раннемеловой Горнокрымской олистостромы на юге нарушены неоген-четвертичными надвигами. Так, северная часть Чатырдагского олистоплака и центральная часть Долгоруковского, существенно нарушены Мраморным ретронадвигом, г. Южная Демерджи и г. Чатырдаг ремобилизованы надвигами северного наклаона [Юдин, 2011, 2012]. В районе Карадага, аналогичные по составу олистолиты участвуют в серии чешуй-дуплексов, под которыми выявлены более молодые глины с фауной раннего мела [Юдин, Клочко, 2001]. Кроме того, южная часть древних олистолитов с неогена активно разваливается. В результате, те же верхнеюрские известняки, сползают с Главной гряды уже в составе Массандровской и Южнокрымской олистостром. В каждом конкретном случае строение таких объектов следует отличать и картировать в соответствующем геологическом комплексе.

Амплитуды смещения олистолитов в олистостромах всех перечисленных типов вызывают много дискуссий. Многие исследователи априори считают, что они не превышают первых сотен метров. Как следует из выше изложенного, горизонтальные амплитуды определяются происхождением олистостром и шириной склона, по которому происходит смещение. Специфические нейтральные ледниковые и особенно покровно-ледниковые олистостры распространены на территориях до 1,5 тысяч км. Подтверждение тому - нахождение эрратических валунов пород Балтийского щита на территории Украины.

В современных океанах континентальные склоны пассивных и активных окраин имеют ширину около 200 км с уклонами дна около 4°, достигая 35° и более [Кеннет, 1987]. Такой рельеф отражает возможные максимальные перемещения по ним олистолитов. Нет никаких оснований считать, что в геологической истории аналогичные склоны и смещения олистолитов были меньшими. Однако к таким оценкам нужно подходить индивидуально, в каждом конкретном районе в зависимости от геодинамической обстановки, возраста и типа олистостромы.

Например, ширина зоны от обрывов Крымских гор до субабиссали Черного моря составляет 15-40 км, восточнее – до 50 км. Поэтому неоген-четвертичные смещения конкретных олистолитов из верхнеюрских пород на 20 и более км вполне реальные (рис. 3.3, 3.4). В целом, в древних конвергентных и дивергентных олистостромах амплитуды оползания олистолитов на 10-50 километров считается скорее правилом, чем исключением.

3.2. Методика выявления и картирования олистостром

Олистостры различного возраста закартированы во многих регионах мира. Несмотря на индивидуальные характеристики каждого конкретного микстита, все они имеют ряд общих черт, которые позволяют четко выделять их среди других геологических образований. Гравигенные микститы существенно изменяют понимание стратиграфии, тектоники, магматизма и прогноза полезных ископаемых изучаемого района и, как следствие, влияют на качество геолого-съемочных и поисковых работ.

Выделение в Горном Крыму и прилегающей акватории крупных олистостром с олистолитами и олистоплаками во многом определяет правильную модель строения и развития региона. Это требует введения дополнительных условных обозначений к геологическим картам. Необходимо различать гравигенно-

тектонические и субстратиграфические контакты, отдельно отражать матрикс, олистолиты, олистоплаки и т.д.). Картирование неоген-четвертичной Массандровской олистостромы снимает противоречия при отражении на картах так называемой “массандровской свиты” в состав которой включались крупные олистолиты, размеры которых значительно превышали мощность самой «свиты». В результате, изометричные в плане оползающие массивы ограничивались серией несуществующих прямолинейных вертикальных “разломов” или вообще не показывались.

Несмотря на значительное площадное развитие и разновозрастное проявление гравигенных микститов на юге Украины, при геолого-съемочных работах они отражались как осадочные подразделения. Аналогичная ситуация была в геологии СССР до 90-х годов прошлого века. После защиты докторской диссертации М.Г. Леонова, с изданием монографии, а также серии статей многих авторов, в отечественных учебниках для ВУЗов разделы микститов отсутствовали. Не было специальных методических пособий по их выделению и геологическому картированию, несмотря на большое число зарубежных публикаций, в том числе и переводных, по многим регионам. Отдельные элементы условных обозначений и краткие сведения об олистостромах приведены в некоторых инструкциях по геологическому картированию и в типовых условных обозначениях.

Непризнание и не выделение олистостром явилось причиной некорректного решения вопросов стратиграфии, тектоники и прогноза полезных ископаемых, особенно в южных регионах. Примерами стратиграфических недоразумений могут служить выделение и картирование в Горном Крыму свит, составляющих фрагменты олистостром. Как отмечалось во многих публикациях, такие ошибки были характерны и в других регионах мира, что детально рассмотрено с соответствующими выводами для понимания их строения [Геологическое..., 1992].

Диагностические признаки олистостром. Картировочных и надежных распознавательных признаков олистостром достаточно много. Среди них выделяются геологические, дистанционные, геоморфологические и геофизические [Геологическое..., 1992, Леонов, 1981 и др.].

Геологические признаки, как наиболее важные, - следующие.

1. Хаотическое внутреннее строение, наличие массивных, неслоистых текстур и бесструктурного матрикса, что обычно хорошо видно в крупных обнажениях или в их совокупности. В

олистостроме почти отсутствуют нормальные осадочные структуры и текстуры – слоистость и четкая стратификация, за исключением слоистости в олистолитах. Характерно незакономерное, разноориентированное расположение обломков и непостоянное соотношение матрикса и олистолитов.

2. Отсутствие в матриксе и олистолитах синхронных смещению гидротермальных минералов, характерных для эндогенных меланжей.

3. Неокатанность и разновозрастность олистолитов и обломков матрикса, а также наличие тектонической брекчии с различной степенью дезинтеграции.

4. Отсутствие явной связи с тектоническими нарушениями.

5. Большое количество грубокластического материала с отсутствием сортировки по размерам обломков от псаммитов и псефитов до гигантских блоков, с изменением их размеров на коротких расстояниях.

6. Сильная тектоническая переработка пород. В олистолитах и по их периферии - хаотические зеркала скольжения с разнонаправленными и иногда непрямолинейными, закрученными и бороздами скольжения, обилие трещин, выполненных низкотемпературным кальцитом и глиной трения.

7. Форма олистостромы (в отличие от нормально-осадочных тел) в плане и разрезе имеет вид мощных и коротких выпуклых вниз или двояковыпуклых линз с тупым выклиниванием.

8. Границы олистостром более резкие в подошве и в боковых ограничениях, менее резкие до стратиграфических в кровле и иногда во фронтальной части, что отличает их от осадочных комплексов и меланжей.

9. В случае строения олистостромы из вмещающих пород (в эндолистостромах) может быть развита оползневая складчатость и многоактные оползни.

10. Для матрикса характерны слабая литификация, присутствие следов течения неконсолидированных или слабо уплотненных осадков.

11. Контакты вокруг каждого олистолита могут быть разными. В основании – гравигенно-тектонический пологий сброс или надвиг, причем подстилающий матрикс может быть смят в мелкие складки волочения с развальцеванием и дуплексами. По обе стороны массива формируются брекчии соответственно левого и правого сдвигов, иногда с прилегающими контактами. Во

фронтальной части развиты сбросовые сколы, а при впахивании в матрикс крупных массивов - субстратиграфическое налегание. Вокруг крупных олистолитов и в тылу его перемещения характерны шлейфы глыб мелкого размера.

12. Наличие в субосадочных и осадочных толщах глин и флиша псевдостратифицированных олистостромовых горизонтов из грубообломочных пород, аналогичных по составу крупным олистолитам.

13. Присутствие глиняного диапиризма, выявляемого в обнажениях, на аэрокосмоснимках и материалах сейсморазведки.

14. Сходные с ингрессионным прилеганием в осадочных породах, но тектонизированные контакты утыкания крупных олистолитов в матрикс под крутыми углами.

15. Отсутствие полной складчатости, за исключением зон, ремобилизованных наложенными надвигами и меланжами.

16. Аномальное развитие в кайнозойских и в древних олистостромах современных оползней, что связано со слабой литификацией матрикса относительно вмещающих пород.

17. Олистостромы могут переслаиваться с осадочными отложениями, имея четкие тектонические контакты в подошве каждого тела, что затрудняет распознавание объектов, особенно в случае ремобилизованных олистостромов.

18. Обычно смещенные массивы состоят из более древних и сильнее литифицированных пород.

19. Матрикс экзогенно-тектонических гравитационных олистостромов никогда не содержит синхронные высокотемпературные новообразованные минералы. Он похож на свежие брекчии, слабо сцементированные лишь низкотемпературными минералами. Жилы и выполнения зеркал скольжения возможны низкотемпературным кальцитом, лимонитом, глиной трения, реже сидеритом и марказитом. Гидротермальная минерализация в олистостромах встречается только в наложенных ремобилизованных участках с молодыми наложенными эндогенными деформациями. В ином случае, микстит следует диагностировать как меланж или олистомеланж.

20. В отличие от меланжей, в обломках олистостромов не могут присутствовать породы моложе матрикса.

21. Корреляция образования олистостромового комплекса с рельефообразующими тектоническими режимами рифтогенеза, субдукции коллизии или других процессов, согласно выше приведенной классификации (рис. 3.1).

22. Для современных подводных олистостром геологическим признаком является пестрый состав пород, поднятых при драгировании на батимальном склоне с лавинной седиментацией и на прилегающем гемишельфе. Как правило, гипсометрически выше расположены наземные олистостромы, которые имеют сходное строение и состав олистолитов. Это позволяет проследить их транзит от обрывов гор до конечного пункта захоронения – абиссали.

Дистанционные признаки олистостром включают дешифрирование детальных аэрофотоснимков, космических снимков и использование современной компьютерной программы Google Earth в Интернете. По ним можно получить информацию как по предварительному выявлению олистостромовых образований, так и по их картированию. Практически все известные наземные олистостромы отражаются в рельефе и хорошо выявляются дистанционными методами. Для их достоверного обоснования, в первую очередь, необходимо использовать диагностический комплекс геологических признаков, приведенных выше.

При выявлении олистостром необходимы максимально детальные снимки в масштабах 1:25000 и крупнее, хотя крупные олистолиты и олистоплаки четко дешифрируются и в среднем масштабе. При использовании аэрофотоснимков, желательно выбирать наиболее старые съемки, где рельеф меньше нарушен антропогенным воздействием. Важным условием успешного дешифрирования представляется рассмотрение объектов в объемном изображении.

При выделении микститов используется анализ фототоннов с хаотическим мелкопятнисто-линзовидным их расположением, в отличие от нормально-осадочных образований, с ровно окрашенным и закономерно-полосовым тоном. Матрикс обычно имеет более темный тон из-за залесенности и задернованности, чем олистолиты. Как правило, он выражен мелкими сглаженными формами рельефа с более развитой овражной сетью и с проявлением современных оползней.

Информация по рельефу хорошо отражает крупноглыбовые олистостромы. Обычно они выражены «пипочными», «пеньковыми», «яйловыми» формами, в которых торчащие холмики, высотки и массивы представлены отпрепарированными олистолитами, состоящими из более прочных к денудации пород, чем матрикс. В случае известняковых массивов, к светлому фототону добавляется отсутствие на них растительности и наличие характерных карстовых воронок. Края олистолитов обычно выражены

обрывами, а в основании аномально залесены, из-за выходов грунтовых вод и источников, включая вклюдзы. Это позволяет уверенно и объективно оконтуривать их на карте.

Внутреннюю глыбовую структуру олистостром хорошо отображает сверхдетальная аэрофотосъемка и непосредственные наблюдения при облетах территории. Олистолиды размером более 10-100 м хорошо видны в рельефе отдельными холмами. Более крупные - обычно составляют неправильные в плане массивы, частично вытянутые вдоль склона или изометричные.

Большое значение имеет фотодокументация объектов. Наиболее представительные снимки получаются при экспозиции олистолидов и матрикса, сфотографированных в крест простирания олистостром и движения олистолидов. Современные цифровые камеры позволяют делать фотографии-матрешки с детализацией внутренней структуры олистолида, матрикса и их взаимоотношения с одной точки. Это делает выделение объекта весьма убедительным даже для ортодоксальных оппонентов.

Геоморфологические признаки олистостром частично отмечены выше. Это хаотическое сочетание скалистых и сглаженных участков с большим разнообразием элементарных форм рельефа, до «пипочного», «пенькового» и «яйлового», созданного отпрепарированными олистолидами, торчащими над выровненной поверхностью мелкокластического матрикса.

Ярким примером тому является рельеф Горного Крыма и особенно, его южного берега - неповторимый и уникальный даже через 1-2 километра. Такие формы рельефа, олистостром настолько четко видны, что остается только удивляться, как они не были учтены при геологической съемке и интерпретировались в непохожих друг на друга картах с выделением разнонаправленных эндогенных разломов, блоков и осадочных «свит».

Геофизические признаки, для наземных гравигенных микститов менее однозначны из-за контрастного рельефа, но являются определяющими для подводных олистостром. Лучшим из методов является качественная сейсморазведка, отражающая не только морфологию дна и эндогенные структуры, но и позволяющая по характеру сейсмической записи выделять олистолиды и оконтурить олистостромовые тела. Наиболее представительными являются разрезы, перпендикулярные простиранию склона и пересекающие гемишельфовую, батальную и абиссальную зоны.

В зависимости от толщины и состава олистостром выделяются их разные типы. Например, мощная Южнокрымская олистострома, с крупными олистолидами, имеет прямую связь в од-

новозрастной наземной Массандровской. Сейсмическая запись на профилях позволяет четко выделять детали ее строения, но не всегда дает возможность выявить подстилающие эндогенные структуры (рис. 3.3 - 3.6). Более тонкий комплекс Южнокерченской олистостромы имеет пилообразное фронтальное окончание в связи с несколькими крупными фазами ее формирования и позволяет выделять под ней эндогенные потенциально нефтегазоносные складки и надвиги (рис. 3.6). Тела олистостром и их элементы отличаются хаотической сейсмозаписью, в отличие от четких отражающих горизонтов в нормально осадочных толщах [Юдин, 1998, 1999а, 2001б, Юдин и др., 2000].

В Горном Крыму олистостромы часто ассоциируют с меланжами в одном районе. В этих случаях полевыми отличительными признаками их различия является цвет и степень литификации микстита (рис. 3.7).

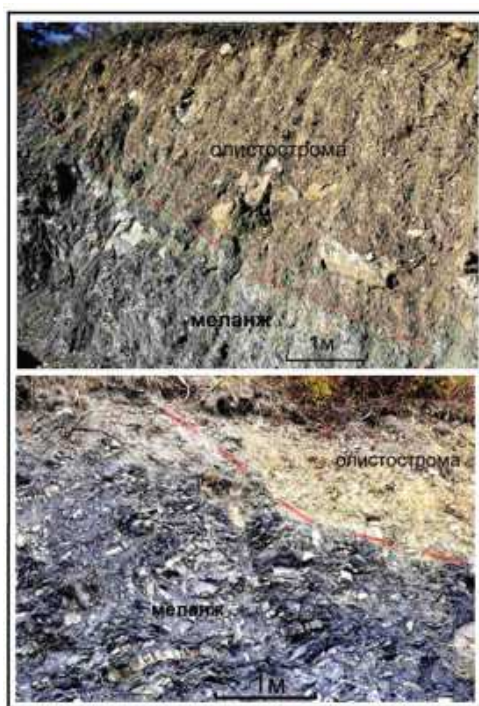


Рис. 3.7 Визуальное отличие меланжа и перекрывающей его олистостромы

Меланж, как эндогенный микстит, обычно более литифицирован и в матриксе имеет новообразованные гидротермальные минералы вплоть до динамометаморфических. Цвет меланжа в свежих обнажениях темнее за счет сульфидов и закисных форм железа. Матрикс олистостром менее литифицирован и обычно отделен в основании пологим гравигенным сбросом. Из новообразованных минералов здесь может присутствовать кальцит и лимонит, придающий матриксу красно-коричневый и желтый оттенки.

Методика выделения олистостром производится в следующем порядке.

1. «Геолог видит то, что знает». Поэтому в первую очередь изучаются общие признаки и отличия олистостром от других микститов и от нормально осадочных комплексов; рассматриваются их разные виды, проявления и классификация, что изложено выше.

2. Анализируются печатные и фондовые работы по региону с учетом геологических, геофизических и геоморфологических распознавательных картировочных признаков олистостром. Присутствие в районе или поблизости коллизийной сутуры с офиолитами - надежное указание на возможное наличие олистостром. Отдельно в строении района рассматривается пестрота литологического состава, наличие невятного частого «переслаивания» и «замещения» на коротких расстояниях конгломератов, песчаников, кремней, сланцев, известняков, базальтов и брекчий. Примерами тому, могут быть многочисленные свиты разного состава, закартированные в раннемеловых отложениях Горного и Предгорного Крыма.

3. Для установления генетического типа олистостромы, необходимо определить ее положение в пространстве, во времени и в геодинамической эволюции региона. Выяснить принципиальную возможность создания геодинамических предпосылок (региональных склонов, с которых возможно образование микстита).

4. Анализируется формационный состав пород исследуемого района и выявляются комплексы-индикаторы лавинной седиментации, характерные для гравигенных микститов. Такими комплексами может быть флиш, глинистые толщи с резкой фациальной изменчивостью и олистостромовыми горизонтами, грубообломочные молассы, не связанные друг с другом, разновеликие массивы из прочных пород и другие образования.

5. Проводится анализ рельефа и аэрокосмоматериалов на предмет закономерных или хаотических форм. В отличие от мик-

ститов, нормально дислоцированные породы позволяют проследить отдельные пласты и пачки по простиранию, грядовый или куэстовый рельеф, оконтуривать складчатые формы.

6. Определяется наличие или отсутствие связи хаотического комплекса с крупными разрывами и периодами формирования контрастных склонов. В олистостромах непосредственная связь с синхронными разрывами обычно не обнаруживается. Возможны наложенная эндогенная тектонизация матрикса и ремобилизация олистолитов. В отличие от меланжей, экзотические глыбы здесь встречаются редко.

7. Анализируется строение наиболее представительных обнажений и их совокупностей по профилям, ориентированным в крест простирания дислокаций и в меньшей степени по простиранию. Основное внимание уделяется характеру контактов пластичных толщ и локальных массивов жестких пород с обязательным отбором фауны в основании массивов обоих разностей. Как правило, массивы сложены более древними породами, чем подстилающий матрикс или образовывались в иной седиментационной обстановке.

8. Проводится анализ результатов мелкого и глубокого бурения на предмет налегания древних пород на молодые, их контактов и наличия новообразованных минералов.

9. Для отделения эндогенных дислокаций рассматривается состав рудопроявлений и минерализации. В матриксе гравигенной олистостромы не могут присутствовать высокотемпературные минералы и возможны лишь низкотемпературные до теле-термальных.

10. Картирование олистолитов наиболее эффективно с применением аэрокосмических материалов в комплексе с детальным структурным анализом олистолитов и матрикса. По опыту, с учетом финансовых соображений и геологической эффективности, для картирования олистостромы рекомендуется аэрофотоматериалы масштаба 1:10000 [Геологическое..., 1992]. Их использование необходимо на всех стадиях работ и особенно в маршрутах. Непосредственное описание микстита в поле весьма трудоемко и мало эффективно. Задача упрощается нанесением разновеликих олистолитов на карту или фотоплан непосредственно в поле. Для подводных олистостром главным методом является интерпретация сейсморазведки, сейсмоакустики, драгирования и бурения.

11. Планирование маршрутов при картировании олистостром специфично, особенно до выявления их надежных карто-

вочных признаков. Как справедливо отмечалось ранее [Семенов, Михайленко, 1992, стр. 224] «Доказательством тому служит опыт геолого-съёмочных работ, где олистостромовые образования были пропущены при всех видах геологических исследований. Тогда как для их выявления, достаточно было пройти по контакту олистостромы или отдельного олистолита, чтобы убедиться, что это быстро, часто тупо выклинивающиеся тела с продуктами их разрушения (в случае олистолитов). При этом без каких-либо намеков на литофациальные переходы от олистолита к вмещающим породам». Поэтому, при съёмке более эффективны челночные маршруты с детальным изучением контактов и форм подозрительных на олистолиты массивов. Нередко, их приходится повторять по 2-3 раза до выяснения реального соотношения породных объектов. Более эффективным методом в поле является не столько описание, сколько зарисовки принципиального строения с одновременным цифровым фотографированием объектов методом «матрешки» с последующим камеральным дешифрированием снимков с учетом рисунка в программе PHOTO-PHANT.

Отражение олистостром на геологических картах. В печатных работах, нормативных документах и инструкциях разных стран и времени изданий, олистостромы отражались по-разному. Общим в условных обозначениях, за редким исключением, было следующее [Инструкция..., 1987, 2002; Геологическое..., 1992 и др.].

Матрикс обычно обозначается хаотично или ориентированно расположенными треугольниками – вытянутыми равнобедренными или равносторонними. Треугольники заливаются черным, или не заливаются. Иногда они обозначаются цветом возраста пород самой олистостромы или мелких олистолитов. Треугольные знаки олистостром наносятся на фоновую закраску, отражающую возраст матрикса. Дополнительно индексами или литологическими знаками показывается их состав и возраст.

Олистолиты и олистоплаки, выражающиеся в масштабе карты, наносятся как отдельные тела в естественных контурах с индексами возраста и литологией, согласно общепринятой легенде. Линии контуров олистолитов ранее отражались противоречиво. В первом варианте - это черная тонкая линия стратиграфической границы, что не вполне отвечало генетической сути экзогенно-тектонического контакта. Вторым вариантом, на такой же линии, во внутрь олистолита показывались мелкие штрихи, что сложно для рисовки и непригодно для мелких массивов. Кроме того, такой же знак использовался при обозначении тер-

рас, карров и карстовых воронок. Третьим вариантом была двойная контурная линия – сплошная внутренняя и пунктирная внешняя, что тоже не всегда возможно при тонких рисовках.

Современные условные обозначения, обязательные для использования [Типовые..., 1997, Типові..., 2004], для олистостромовых комплексов противоречивы. В частности, олистострома понимается, как синоним осадочного меланжа, хотя это принципиально разные образования. Осадочный меланж по определению является эндогенным микститом, состоящим из осадочных пород (вулканогенный – из вулканогенных и т. д.).

Трудности есть и в показе олистостромы в плане. Поскольку, современные карты строятся в компьютерных программах, сложно создавать заливки поля в виде хаотически расположенных удлинённых залитых и не залитых треугольников, как того требуют типовые обозначения. Направления и симметрия треугольников – разные в основном обозначении и в приведенных ниже примерах, что создает неопределенность. Олистолиды и олистоплаки предлагалось ограничивать стратиграфическими границами, но рассматривать, как «тектонические отторженцы», что по современной терминологии – синоним клиппов эндогенных шарьяжей.

В Инструкции по геологической съемке масштабов 1:50000 (1:25000) 2002 года, олистостромы, по сути, пропущены. Не отмечены они и в требованиях кондиционности карт. «Олистостромовые толщи» предложено описывать в главе «Стратифицированные подразделения» [Організація..., 2002].

По нашему мнению, такой подход к экзогенно-тектоническим микститам, противоречит их строению, причем крупные олистолиды и олистоплаки оказываются за пределами выделения и картирования. В требованиях к написанию главы отчета «Тектоника» [Організація..., 2002, стр. 83] меланжи и олистостромы отсутствуют, вследствие чего они и пропускаялись при геологической съемке. Нет олистостром в требованиях к содержанию главы «Геоморфология и рельефообразующие процессы». Однако без них невозможно объективно картировать, например, районов Южного берега Крыма с многочисленными олистолитами из верхнеюрских известняков. В требованиях к содержанию и оформлению геологических карт (на стр. 117), выделение олистостром также не прописано. Их предложено показывать только на среднемасштабной Тектонической схеме, что намного сложнее из-за внутренней сложности микстита. Все это не позволяло отразить реальное строение олистолитов, отсутст-

вующих на крупномасштабной карте и существенно влияло на качество последней.

Как показано выше, в ограничении даже одного олистолита и особенно олистоплака контакты существенно разные. В целом, они экзогенно-гравитационно-тектонические и сопровождаются зонами брекчий, зеркал скольжения. Поэтому олистолиты и олистоплаки мы рекомендуем оконтуривать линиями разрывных нарушений с очень короткими пунктирными линиями, что отражает экзогенный характер тектонического нарушения.

Другая проблема - наличие во фронтальной части крупных олистолитов и олистоплак субстратиграфических контактов «впахивания». Такой двойной по генезису контакт, в случае его достоверного обоснования, предлагается показывать линией чередования (или наложения) мелко-пунктирной линии гравигенного разрыва и стратиграфической линии.

В заключение следует отметить, что олистостромы – достаточно крупные древние и современные комплексы пород. Отражение на геологических картах отдельных мелких гравигенных тел, не связанных в комплекс, не вполне корректно. Например, локальные оползни Джангульского района Тарханкутского полуострова, зоны обваливания клиффов Западного Крыма и другие нельзя объединять в Массандровскую олистострому, приуроченную к Главной гряде Крымских гор. Их следует отмечать на карте четвертичных отложений стандартными обозначениями, согласно действующим правилам. И наоборот, крупные региональные хаотические комплексы следует показывать на основной геологической карте. Без этого строение разновозрастных микститов и других геологических объектов будет не полным.

Примером тому является зона Южного берега Крыма. Здесь олистолиты раннемелового возраста, сложенные верхнеюрскими известняками, ремобилизованы эндогенными неоген-четвертичными надвигами и гравитационным оползанием новообразованных массивов из тех же верхнеюрских известняков. Под Массандровской олистостромой расположены не только сложно дислоцированные толщи средней юры и флиша таврической серии, но и мощные меланжи по этим и другим породам. Столь сложное строение собственно осадочных пород и разнотипных микститов требует дифференциации геологических объектов и их объективного отражения с учетом всего комплекса геолого-геофизических данных и бурения. В ином случае геологические карты этого района, очень разные по рисовке объектов

в интерпретациях разных авторов, будут составляться и дальше без всякой надежды на создание единой и объективной модели строения. Во многом это относится и к геологической съемке акватории Черного моря.

3.3. Олистостромы и полезные ископаемые

В отличие от меланжей, экзогенные микститы не создают рудопроявлений и месторождений. Сами олистолиты могут содержать эндогенные рудопроявления предшествующего этапа геологического развития. При их смещениях чаще происходит гравигенное разобщение и рассредоточение рудопроявлений. Поэтому при изучении, оценке, разведке и подсчете запасов таких объектов нельзя не учитывать их бескорневую оползневую природу.

Ошибочная диагностика олистолитов как тектонических останцов шарьяжа ведет к безрезультатным поискам в основании массивов характерных для таких тектонических условий рудных сульфидных месторождений. Примерами тому, служат массивы верхнеюрских известняков Горного Крыма. Многими геологами Украины и России они считаются клиппами эндогенного «Шарьяжа Яйлы», что отражено в многочисленных статьях и последних геологических, тектонических и геодинамической картах.

С другой стороны, дезинтегрированные породы в основании крупных олистолитов и олистоплак часто используются для карьерной добыче мелкообломочных строительных материалов. В Горном Крыму примерами тому являются Гасфортский, Псилерахский, Кадыковский, Мраморный, Халычбурукский и другие карьеры по добыче мраморизованных верхнеюрских известняков. Этим «созидательная» роль экзогенных микситов для рудообразования ограничивается.

Роль олистостром в вопросах перспектив нефтегазоносности практически не изучена. Аномальная трещиноватость олистолитов и самого матрикса может создать повышенную проницаемость, а перекрывающие глинистые породы - служить флюидоупором. То есть, в древних погребенных олистостромах можно рассчитывать на своеобразные литологические ловушки, связанные с дезинтегрированными породами. Примерами тому могут служить олистолиты из рифогенных верхнеюрских известняков в Горнокрымской олистостроме. По данным сейсморазведки Белогорского профиля, крупные олистолиты из позднеюрских извест-

няков присутствуют не только у поверхности, но и на глубине. Ассоциация трещинных, каверновых коллекторов в рифовых известняках с глинистой покрывкой может рассматриваться как новый структурно-литологический тип ловушек углеводородов [Юдин, 1997]. Особо важное значение, этот тип приобретает при рассмотрении перспектив позднеюрского комплекса в акватории Черного моря (на поднятии Шатского и др.).

Выделение современных активных подводных олистостром очень важно для правильной оценки нефтегазоносности акваторий. Например, широкую, до 30 км, полосу Южнокрымской олистостромы, площадью более 3700 км², следует считать полностью бесперспективной для поисков месторождений нефти и газа (рис. 3.3). Причиной тому – отсутствие структурных ловушек и гравитационная неустойчивость активных оползневых тел в условиях высокой 9-бальной сейсмичности. Кроме того, как видно на материалах сейсморазведки (рис. 3.6, верхние разрезы), хаотическое строение и большая толщина олистостромы не позволяет выделить под ней достоверных антиклиналей.

В Батиальной структурной зоне Черного моря сосредоточено наибольшее число еще не опоскованных потенциально нефтегазоносных структур. Наличие тектонически активных Южнокрымской и Южнокерченской олистостром в сейсмически активной зоне представляет значительную опасность. По анализу сейсмического материала, хаотические комплексы здесь формировались от нескольких относительно небольших фаз до 3-4 катастрофически крупных этапов. Это должно учитываться при прокладке подводных инженерных сооружений и, особенно, при освоении потенциально нефтегазоносных антиклинальных ловушек. В ином случае, возможна экологическая катастрофа из-за аварийного выброса нефти в акваторию Черного моря у берегов Южного Крыма.

Смещения надводных и подводных олистостром неизбежно будут продолжаться до окончания квазисубдукции Черноморской микроплиты и коллизии Крыма с Анатолией. Поэтому современный результат процесса в виде олистостром и их элементов, выявленных геологическими и геофизическими методами, имеет важное прогностическое значение. Все микститы должны четко отражаться на геологических картах с максимальной детальностью, для правильной оценки и прогноза опасных геологических процессов. Особенно это касается сильно заселенной территории южного берега Крыма.

ГЛАВА 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

4.1. О циклах и фазах тектогенеза

Рассмотренные выше надвиговые структуры, меланжи и олистостромы объединяются в геодинамические структурные комплексы (ГСК). Под таким комплексом понимается региональная совокупность разных по генезису дислокаций пород определенного возраста, сформированных в одном цикле Вильсона. Каждый ГСК характеризуется специфическими осадочными, магматическими формациями, степенью их эпигенетических преобразований и образует структурный этаж. Обычно ГСК отделен от подстилающих и перекрывающих значительным периодом тектонического покоя, выраженного региональным угловым несогласием.

Такое понимание близко к термину «структурно-формационный комплекс» – длительно формирующееся геологическое тело, состоящее из рядов формаций, образованных при определенном тектоническом режиме с характерными дислокациями [Планета..., 2004]. Разница заключается в ином, геодинамическом понимании процессов тектогенеза и в том, что структуры не всегда связаны с формациями. Они могут накладываться как на более древние, так и на далеко удаленные по латерали формации непосредственно не связанные с геодинамическим режимом рассматриваемого участка.

Традиционно считается, что структурные комплексы формируются при относительно кратковременном ускорении тектогенеза, которое проявляется одновременно в разных регионах мира. На основе геосинклинальной гипотезы были выделены многочисленные и разные по времени проявления фазы складчатости с собственными географическими названиями тектонотипа. Субъективная подборка под такую глобальную гипотезу фаз тектогенеза, выделенных в разных регионах и игнорирование «не подходящих», привело к «универсальному» пониманию возраста складчатости.

При углубленных исследованиях выяснилось, что промежутки между фазами складчатости весьма незначительны и в ряде случаев исчезают даже в небольшом районе. Вынесение фаз и циклов тектогенеза на общую стратиграфическую шкалу показывает отсутствие между ними длительных глобальных пауз тектонического покоя (**рис. 4.1**). Многие фазы оказались очень длительными, причем «скользящими» во времени и по латерали.

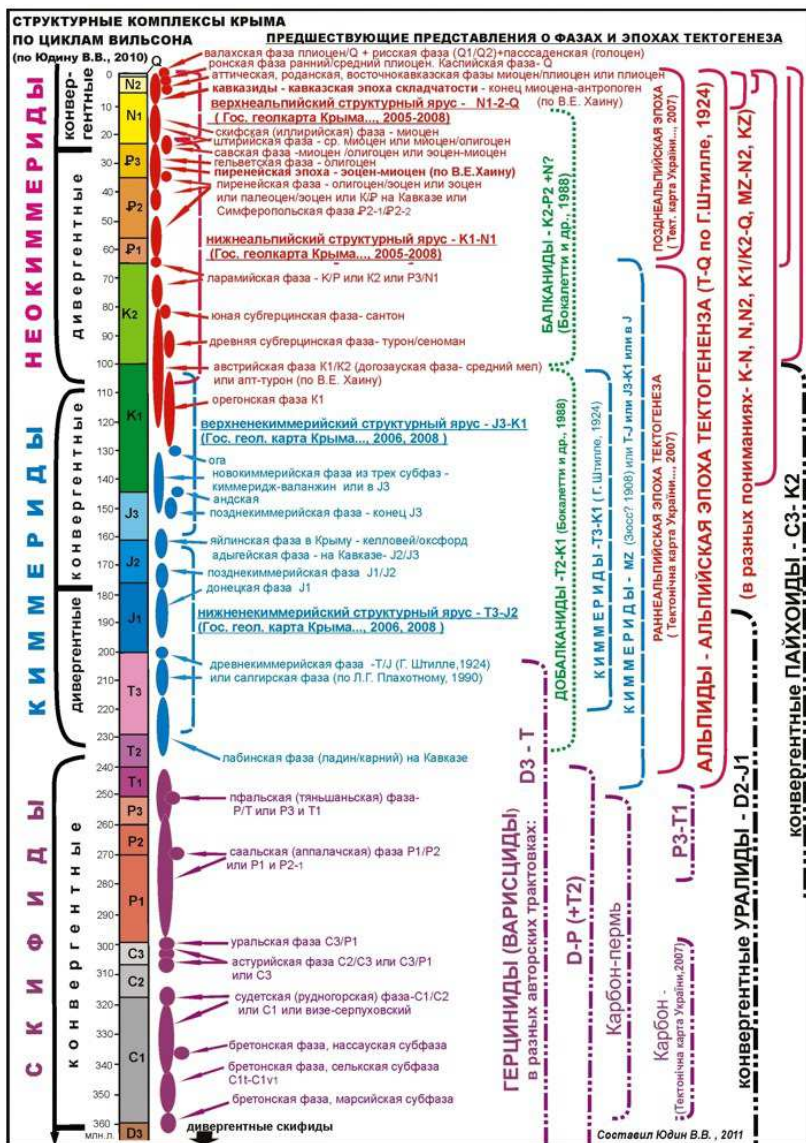


Рис. 4.1. Сравнение структурных комплексов и фаз тектогенеза Европы (справа) и Крымско-Черноморского региона (слева)

В большинстве складчато-надвиговых областей выявлена длительная миграция основного структурообразования от внутренних зон складчато-надвиговых областей к внешним. Кроме того, угловые несогласия и стратиграфические перерывы формируются не только во время тектонического покоя, но и одновременно с осадконакоплением, например при росте конседиментационных приразрывных складок. Поэтому, при описании структурных комплексов некоторые исследователи, справедливо предлагали отказаться от универсальных фаз складчатости и отражать реально обоснованный стратиграфический интервал начала, основного проявления и окончания периода структурообразования в конкретном участке.

С позиций актуалистической геодинамики современная и древняя тектоническая активность на Земле сосредоточена вдоль двух главных типов границ плит. Это конвергентные границы, где происходит их сближение (субдукция, поддвиг и коллизия), а также дивергентные, где развивается рифтогенез и спрединг с расхождением континентальной или океанической коры с наращиванием последней [Кеннет, 1987, Хаин В.Е., Ломизе, 1985]. В глобальном масштабе сейчас на Земле формирование конвергентных и дивергентных ГСК происходит одновременно, одномасштабно, но в разных районах, причем значительно удаленных друг от друга. В одном небольшом участке синхронное проявление диаметрально разных процессов дивергенции и конвергенции невозможно по балансу перемещений (как невозможно одновременное движение автомашины и вперед и назад).

В геодинамике тектогенез рассматривается в закономерной последовательности цикла Вильсона (рифтогенез → спрединг → субдукция → коллизия → стабильный кратон). При субдукции дивергентные ГСК обычно сохраняются лишь частично и затушевываются последующими наложенными деформациями. Конвергентные структуры развиты наиболее широко и четко отличаются от дивергентных. В основном это складки горизонтального сжатия, сформированные при смещении по разнопорядковым надвигам, шарьяжам и взбросам, иногда со сдвиговой составляющей, а также по послынным срывам - флэтам. Наличие среди них синхронных локальных структур растяжения (сбросов, грабенов, раздвигов, субвертикальных сколов торошения и др.) можно объяснить наложенными экзогенными, гравигенными процессами, формирующими олистостромы.

Независимые глобальные геодинамические реконструкции, основанные на геологических и палеомагнитных данных,

показывают очень большую (десятки и сотни миллионов лет) длительность процесса спрединга и субдукции океанической коры при схождении континентов и террейнов [Палеогеографический..., 1998, Хаин и др., 1997, Юдин, 2008 и др.]. Непрерывность тектогенеза при конвергенции обусловлена огромной массой и размерами конвективных токов верхней мантии, которые двигают литосферные плиты. Такие мантийные токи нельзя и нечем дискретно остановить и «запустить», как это предполагается в концепциях фиксизма с многочисленными глобальными фазами складчатости.

Непредвзятое рассмотрение возраста складчато-надвиговых дислокаций во многих регионах показывает отсутствие глобальных фаз и даже циклов тектогенеза (рис. 1). Например, по четырем методам определения возраста дислокаций, такое отсутствие доказано на Урале. Там конвергентное структурообразование без угловых несогласий происходило непрерывно с девона до средней юры, что перекрывает диапазоны возраста поздних каледонид, варисцид (герцинид) и ранних альпид (киммерид). Как следствие, на Урале нами выделены не абстрактные, под идею, глобальные циклы и фазы тектогенеза, а реальные структурные комплексы доураид, уралид и неоуралид, которые имеют свою специфику структур и длительный индивидуальный возраст формирования [Юдин, 1994]. То же касается отдельно выделенных пайхоид, формировавшихся в позднекаменноугольно-позднемеловое время (рис. 4.2).

Глобальные геодинамические процессы, происходящие на Земле в настоящее время, не дают оснований для обоснованного суждения о преобладании фазы сжатия или наоборот растяжения планеты. В каждом конкретном регионе проявляются разные тектонические режимы индивидуальной стадии развития цикла Вильсона [Аплон, 2001, Зоненшайн и др., 1990, Кеннет, 1987, Хаин, Ломизе, 1985 и др.]. Поэтому возраст и морфология структур конкретного региона должна рассматриваться с позиций геодинамики, без искусственной подгонки их под тектонотипы других конвергентных областей Евразии, выделяемых как байкалиды, каледониды, герциниды, альпиды, уралиды, пайхоиды и другие (рис. 4.1, 4.2). Как справедливо отмечали многие известные тектонисты, “Опыт составления тектонической карты Мира, в общем, подтверждает невозможность повсеместного выделения таких циклов, как каледонский, герцинский, альпийский в их европейском объеме” [Хаин, Ломизе, 1995, стр. 411 и др.].

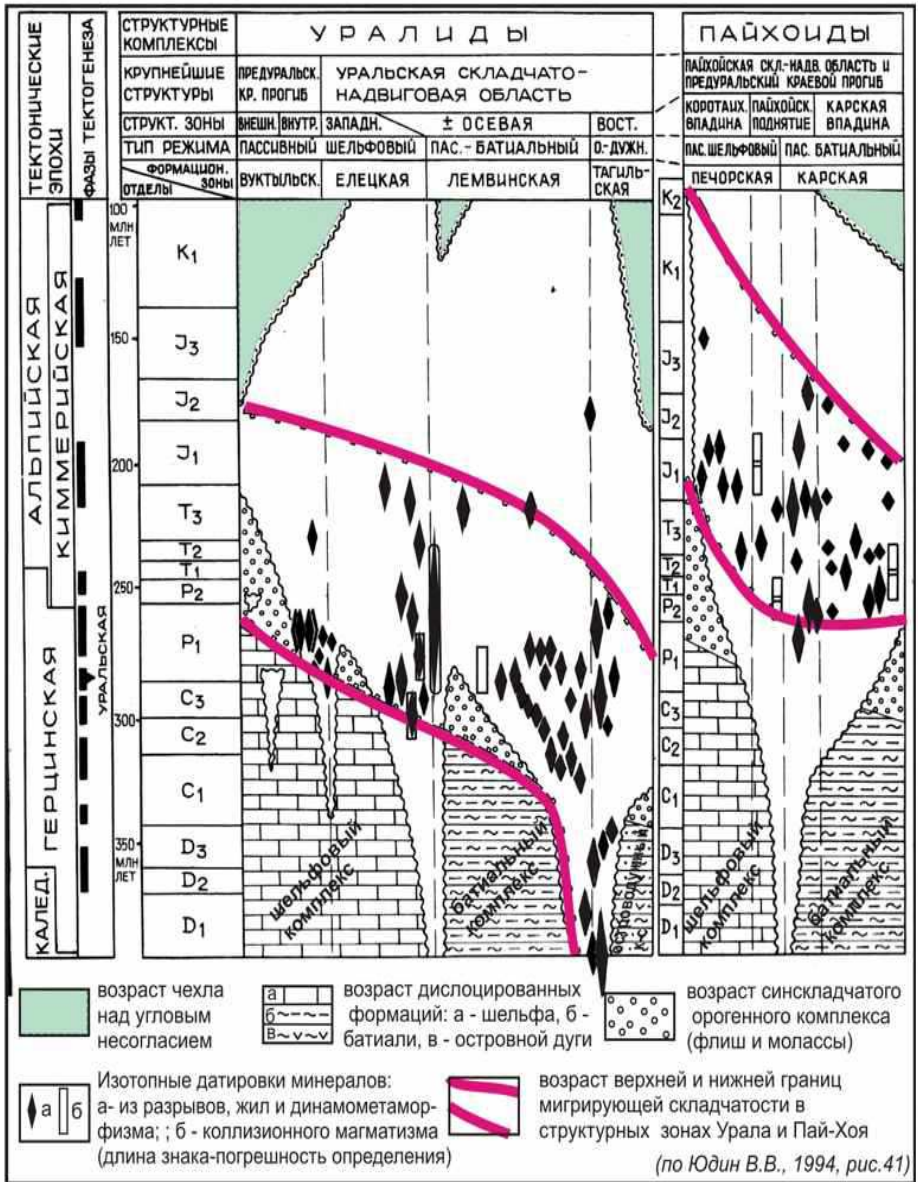


Рис. 4.2. Возраст структурообразования на Урале и Пай-хое

4.2. Определение возраста комплексов

Возраст шеодинамических комплексов определяется разными методами. При датировании следует учитывать важную закономерность, хорошо известную во многих крупных складчато-надвиговых поясах мира. Это миграция во времени основной зоны структурообразования от начала субдукции до окончания коллизии. Происходит она от внутренних присутурных зон к внешним, включая краевые прогибы. Латеральное смещение зоны основного структурообразования объясняется длительным и последовательным вхождением в зону конвергенции пододвигаемой плиты.

Как следствие, в одном структурном комплексе, в крест простирания возраст дислокаций может существенно отличаться. По той же причине могут присутствовать неоавтохтоны с локальными угловыми несогласиями, которые не определяют региональной тектонопаузы, ограничивающей процесс складчатости.

Основные методы датирования дислокаций в структурных комплексах следующие.

1. Надвиги всегда моложе наиболее молодых перемещенных ими пород, но древнее самых древних пород, не вовлеченных в структурообразование. Этот метод определяет возраст не всей длительности активности надвига, а лишь последнего перемещения. Кроме того, фронтальные части аллохтонов часто глубоко эродированы, что создает очень большой интервал времени периода деформаций.

2. Относительное определение возраста надвигов возможно при анализе соотношения приразрывных структур и датированных магматических тел, нарушенных или не нарушенных ими.

3. При перемещении крыльев, в сместителе разрывов происходит разогрев и создается аномальное давление. Они приводят к динамометагенезу и динамометаморфизму образованием новых минералов - хлорита, серицита, сульфидов и других. Одновременно в секущих жилах альпийского типа формируются гидротермальные минералы. По ним изотопными методами можно определять абсолютный возраст последнего наиболее активного движения по разрыву [Юдин, 1984, 1982]. Для анализа с зеркал скольжения и из жил отбираются и анализируются новообразованные минералы. Допустимо использовать глинку трения и рудные минералы непосредственно из сместителя и из опеляющих жил.

4. Большое значение для определения возраста и особенно длительности структурообразования имеет датирование моласс передового и тылового прогибов, которые содержат продукты размыва прилегающего конвергентного орогена. Поскольку формирование молассы происходит при размыве крупной горно-складчато-надвиговой системы, справедливо считается, что надвиги со складками образуются одновременно с накоплением конвергентной молассовой толщи. С окончанием коллизии ороген денудируется и синорогенные формации не отлагаются, фиксируя окончание структурообразования.

5. Возраст и длительность проявления надвигов можно оценить при анализе конвергентных олистостром. Обычно они формируются одновременно с образованием рельефа, созданного за счет вертикальной составляющей шарьяжей. Примерами тому являются разновозрастные олистостромы Крыма [Юдин, 2001, 2011].

6. Формирование надвигов и складок, особенно в подводных условиях, нередко происходит одновременно с осадконакоплением. Во фронте аллохтона происходит поднятие с уменьшением мощности осадков или образуется локальный стратиграфический перерыв, вплоть до углового несогласия. В прилегающем автохтоне - наоборот, происходит увеличение мощности синхронных надвигов отложений. Анализ сейсморазведочных данных позволяет не только четко датировать разрыв, но и судить о длительности его формирования и этапах усиления активности.

7. Достоверным геодинамическим признаком возраста структурообразования в зоне конвергенции может быть изотопное датирование активно-окраинного магматизма. Как известно, такой магматизм формируется только при субдукции и коллизии, полностью исчезает после окончания конвергенции. Следует учитывать, что полоса проявления магматизма и вулканизма располагается параллельно коллизионной сuture на расстоянии от десятков до первых сотен километров по ее падению. Возраст дивергентных ГСК может датироваться по рифтогенному и спрединговому магматизму, который проявляется преимущественно в осевой зоне.

Конвергентные структуры Земли, независимо от возраста, похожи и имеют сходные геофизические характеристики. Они зависят от глубины залегания, денудационного среза и положения в зоне конвергенции. Поэтому, объединение и выделение ГСК по чисто физическим свойствам представляется сомнительным. Датирования конкретных дислокаций не следует априори переносить на соседние

районы, особенно расположенные в крест простираня складчато-надвиговой области и разделенные сутурами.

4.3 Геодинамические комплексы юга Украины

В качестве примера рассмотрим ГСК Крымско-Черноморского региона. Здесь нами выделяются три цикла Вильсона - два полных и один незавершенный [Юдин, 2008, 2011]. Соответственно обособлены три главных ГСК - скифиды, киммериды и неокиммериды (рис. 4.1). Каждый из них включает в себя структуры дивергентного и конвергентного этапов геодинамической эволюции. Все они не полностью соответствуют глобальным эпохам и фазам тектогенеза, тектонотипы которых были выделены в далеко удаленных районах. По завершению циклов Вильсона океаническая кора субдуцировалась с формированием коллизионных складчато-надвиговых ансамблей, после чего наступал период относительно стабильного режима (тектонопазузы). Каждый последующий геодинамический цикл формировался в несколько южнее предыдущего, что отражает закономерное наращивание (аккрецию) края палеомегаконтинента при его длительном развитии. После коллизии древние микроконтиненты и островодужные террейны вошли в состав Евразийской мегаплиты, потеряв свою автономность и собственные названия. Ныне их можно понимать только в палеотектоническом смысле для соответствующего возрастного этапа окончания конвергенции.

«Байкалиды». Проблема архейско-протерозойского ГСК в Крыму, нам представляется не решенной. Предлагается называть этот древний гипотетический комплекс «доскифиды», поскольку его реальный возраст и распространение с байкалидами не увязан. Ближайшие архейско-протерозойские формации и структуры достоверно известны севернее, в кристаллическом фундаменте Украинского щита (рис. 1.2, 1.3). Однако положение за Северокрымской коллизионной сутурой не позволяет протягивать докембрийский комплекс в Скифскую палеоплиту. Геологически в Крыму докембрийские породы не доказаны. Интенсивные субмеридиональные линейные аномалии магнитного и гравитационного полей вдоль протерозойских сутур Украинского щита резко обрываются субширотным позднепалеозойским коллизионным швом, и лишь местами незначительно прослеживаются в поднадвиге до 10-30 км [Юдин, 1996, 2001, 2008].

Выделение в Крыму «Средне-Крымского срединного массива» с байкальским фундаментом [Геология..., 1969, Плехот-

ный, 1988 и др.] или «раннепротерозойского трога» [Борисенко, Плахотный, 1997] геологически не обосновано. То же касается выделения в нем венд-кембрийской стратотипа нижнегорской серии, мощностью в 8 км [Державна..., 2009 и др.]. По изотопному датированию динамометаморфические кристаллические сланцы Присутурной зоны имеют позднеюрский возраст [Юдин, 1996]. Среди них, в глыбах офиолитового меланжа определены остатки палеозойской и позднеюрско-меловой фауны.

Непосредственные определения протерозойско-венд-кембрийского возраста метаморфического фундамента в Крыму отсутствуют. Исключение составляют Балашовская и Аверьяновская площади, где по керну скважин в гранитах калий-аргоновым методом установлен протерозойский (верхневендский) возраст 600-620 млн. лет [Плахотный, 1988]. Однако эти площади расположены на Перекопском перешейке севернее палеозойской сутуры и относятся к другому палеоконтиненту – Украинии (рис. 1.2). Отнесение динамометаморфического комплекса Предгорного коллизийного шва к докембрию лишь по литологическому признаку и метаморфизму, принимаемому за региональный – ошибочно. Подчеркнем, что геофизические параметры древних и молодых кристаллических пород – сходны и определение по ним возраста некорректно. Таким изменениям могут быть подвержены не только докембрийские, но и фанерозойские отложения, вплоть до кайнозойских.

С позиций актуалистической геодинамики возможны два варианта интерпретаций пород и структур глубокого основания Крыма. Первый традиционный – по косвенным данным предполагать в составе гранито-метаморфического слоя под Крымом наличие архей-протерозойских формаций и проблематичного байкальского (доскифийского) ГСК. Согласно предлагаемому второму варианту, под Крымом в составе континентальной коры архей-протерозойских структур и формаций нет. Весь фундамент создан при длительной конвергенции за счет аккреции и динамометаморфизма палеозойских и мезозойских комплексов, как это происходит в современных островных дугах. Окончательное решение вопроса возможно после глубокого бурения и получения реальных протерозойских изотопных датировок в фундаменте Крыма. От этого зависит, к какому типу островных дуг относить в палеозое Скифию и в мезозое Крымю – к энсиалическому или к энсиматическому типу.

В пользу энсиматического типа Скифийского террейна свидетельствуют изотопные датировки, полученные по прости-

ранию на Кавказе. Ранее, как и в Крыму, в ядрах крупных поднятий Кавказа выделялся протерозойский гранитно-метаморфический комплекс байкалид. При этом отмечалось, что в метаморфических породах местами присутствует палеозойская фауна, которая игнорировалась. Датировки последних лет свидетельствуют, что этот метаморфический комплекс имеет палеозойский возраст [Сомин, 2011 и др.]. Таким образом, байкалиды (правильнее доскифиды) под Крымом проблематичны. Скорее всего, предполагаемый докембрийский комплекс относится к палеозойскому, который рассмотрен ниже.

Скифиды (PZ3-T). С позиций геосинклинальной концепции описания палеозойского структурного комплекса приведены в большом числе публикаций. Наиболее известные из них [Геология..., 1969, 1987, Плахотный, 1988а и др.]. Представления из этих работ разделяются большинством исследователей и включены в последние геологические карты. [Державна..., 2005, 2006, 2009 и др.]. В них рассматриваемый комплекс относился к герцинидам, осложненным фазами складчатости или к герцинскому структурному ярусу. По разным представлениям, формирование герцинид завершилось в диапазоне от ранней перми до позднего триаса (рис. 4.1).

В северной части Равнинного Крыма (по М.В. Муратову) на основании данных бурения, в девонско-каменноугольных метаморфических, осадочных и магматических породах выделялись субширотные складки герцинской Добруджинско-Тарханкутской палеозойской складчатой системы [Геология..., 1969, стр. 400]. По косвенным данным разные трактовки возраста конкретных крымских структур были связаны с предположительным отношением метаморфических пород Предгорного Крыма к байкалидам и герцинидам, а также с принятой концепцией фиксизма о глубинных разломах и о глобальных циклах и фазах тектогенеза.

Отметим, что «герцинский цикл тектогенеза» трактуется не одинаково и выделен в качестве тектонотипа в регионе, весьма удаленном от Крыма. Согласно мнению разных исследователей, цикл начался в девоне и завершился в конце перми или в середине триаса [Справочник..., 1970]. В том же источнике приводятся противоречивые представления других авторов о проявлении герцинского цикла: только в карбоне-перми, в позднем девоне-триасе и др. (рис. 4.1). Термин считается синонимом: цикла варисского (варисцийского), герцинской и варисцийской складчатости, а также позднепалеозойской эпохе складкообразования. В варисцийском орогенезе выделялись 5 отдельных фаз складча-

тости: на границах девона и карбона, нижнего и среднего карбона, верхнего и среднего карбона, нижней и верхней перми и триаса. Каждая из них имела свои географические названия по тектонотипам в Западной Европе. В Крыму эти же фазы выделялись с местными названиями [Плахотный, 1988а, 1990]. На последней Тектонической карте Украины тектогенез в течение каменноугольного периода отнесена к киммерийской эпохе [Тектонічна..., 2007]. В англоязычной литературе варисская и герцинская орогении считаются каменноугольно-пермскими, близкими с алтаидами. Причем термин орогения понимается как процесс формирования складчато-надвиговых структур в горных областях, сопровождаемый метаморфизмом и магматизмом.

С позиций актуалистической геодинамики, следует разделять дивергентные этапы цикла Вильсона и конвергентные. После конвергенции рифтогенно-спрединговые структуры обычно не сохраняются или присутствуют во фрагментах офиолитовых меланжей. Как следует из анализа рифтогенных и пассивно-окраинных формаций, в Черноморско-Каспийском регионе раскрытие Палеотетиса происходило с ордовика-силура, а закрытие - с карбона до среднего триаса [Юдин, 2008]. Закрытие подтверждается синхронными конвергенции орогенными формациями и активно-окраинным магматизмом.

В Равнинном Крыму и прилегающих акваториях, в пределах Лавразии и Скифии, палеозойско-триасовый ГСК изучен по материалам бурения и сейсморазведки. В Горном Крыму из-за отсутствия данных о коренных палеозойских отложениях, его можно лишь теоретически предполагать на значительной глубине. По аналогии с другими СК мира (уралиды, варисциды, герциниды, алтаиды и др.) и во избежание разных трактовок их возраста, нами *предлагается называть рассматриваемый структурный комплекс «скифиды»*, по ранее выделенной Скифской палеоплите, где он развит.

Возраст конвергентных крымских скифид индивидуален и не полностью отвечает понятию герцинской орогении (рис. 4.1). О начале его формирования можно судить по наиболее древним изотопным датировкам динамометаморфических минералов в Северокрымской коллизионной сутуре, а также по активно-окраинному магматизму, проявленному в Равнинном Крыму и в прилегающей акватории по простиранию. Наиболее древние изотопные определения в кристаллических сланцах на структуре Голицина составляют 358-378 млн. лет, что соответствует позднему девону. С этим рубежом, по-видимому, можно связывать

начало субдукции Палеотетиса. В другой интерпретации магматизм может коррелироваться с отголосками известного рифтогенеза в Днепровско-Донецком авлакогене.

Возраст конвергентного магматизма в Скифской палеоплите по изотопным данным определяется от раннего карбона до перми - раннего триаса включительно [Геология..., 1969 Геологическая..., 1984, Державна..., 2005, 2006, Плахотный, 1988а, 1990]. Датировки подтверждаются пермско-среднетриасовым возрастом синхронной молассы Предскифийского краевого прогиба и показывают длительный, около 100 млн. лет, период от субдукции фрагмента океана Палеотетис, шириной около 1000 км до коллизии Скифии с Лавразией [Юдин, 2008]. Выделение при непрерывной конвергенции отдельных глобальных фаз складчатости достоверными геологическими данными не подтверждается.

Пермско-раннетриасовая вулканогенная моласса, мощностью до 2 км, вскрытая скважинами в средней части Равнинного Крыма, трактуется нами как *Южноскифийский тыловой прогиб*, расположенный на активной окраине Скифии. [Юдин, 2011]. Значительные углы падения в тыловой молассе по данным бурения свидетельствуют о наличии в ней принадвиговых складок. Залегаящая ниже динамометаморфизованная палеозойская флиш-оидная толща также интенсивно дислоцирована, что не допускает их однозначную интерпретацию на сейсморазведочных профилях.

Морфология структур скифид по геофизическим данным описывалась противоречиво. Следуя представлениям М.В. Муратова, многие исследователи признавали их субширотное простирание. По Л.Г. Плахотному, герциниды имеют преимущественно северо-западное простирание, что отражено в по-разному ориентированных, субвертикальных «разломах» разного ранга, включая глубинные [Плахотный, 1988а и др.]. В другой, мобилистской интерпретации Ю.В. Казанцева, структуры в палеозойском геосинклинальном комплексе представлены субширотными надвигами и шарьяжными пластинами, надвинутыми на север [Казанцев, 1982].

По нашей интерпретации сейсморазведочных данных в акватории Черного моря западнее Крыма, под относительно ненарушенным мел-кайнозойским чехлом выявлены складчатонадвиговые структуры скифид, имеющие субширотного простирания [Юдин, 2001]. Они представлены широкими протяженными синклиналями и локальными асимметричными принадвиго-

выми антиклиналями. Интенсивность дислокаций в целом увеличивается к северу вплоть до формирования динамометаморфических присутурных меланжей.

Северокрымская коллизионная сутура южного наклона является главным элементом скифид [Юдин, 1996, 2001а, 2008]. Шов протягивается на расстояние более 2 тыс. км и определяет положение краевого и тылового прогибов, магматизма, а также простирание оперяющих структур. Отметим, что в раннемеловое время, вдоль сутуры образовались сбросы Северокрымского рифтогенного прогиба того же южного падения, а в кайнозое вдоль этой же зоны унаследовано сформировался Голицинский ретро-надвиг.

Предскифийский краевой прогиб с геодинамических позиций был обоснован в работах [Юдин, 2001а, 2008]. Его южная граница в современном структурном плане совпадает с коллизионным швом (рис. 1.2). Северная граница прогиба нечеткая. Она проходит примерно вдоль прибрежной зоны Азовского и Черного морей и выражена выклиниванием молассы.

Внутренняя структура краевого прогиба асимметричная. Северное крыло пологое и моноклиальное, южное - более крутое и сложно построенное. В Каркинитском заливе оно до 10 км, перекрыто сложно дислоцированным аллохтоном. Локальные структуры представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности. Они разделены широкими пологими линейными синклиналями и моноклиналями. Антиклинали брахиформные, асимметричные, локальные. Их простирание местами расположено диагонально и кулисообразно по отношению к сутуре, что позволяет предполагать в коллизионном шве сдвиговую составляющую.

Таким образом, дивергентные скифиды изучены плохо из-за перекрытия их более молодыми образованиями. С учетом строения западных регионов, можно полагать, что рифтогенез и спрединг происходил здесь с раннего палеозоя до девона включительно. Конвергентные скифиды имеют возраст непрерывного развития с конца девона - карбона до раннего - среднего триаса. Такой диапазон не вполне соответствует понятиям герциниды (рис. 4.1). Общая структура скифид складчато-надвиговая, с преимущественно северной вергентностью. Она обусловлена положением и наклоном субширотной Северокрымской сутуры. В автохтоне коллизионного шва расположен Предскифийский краевой прогиб, а в аллохтоне - сложные складчато-надвиговые дислокации с синхронным конвергенции активно-окраинным магма-

тизмом в Равнинном Крыму. Ретронадвиг северного наклона сформировал в скифидах общую структуру поп-ап. В автохтоне ретронадвиг наметены элементы Южноскифийского тылового прогиба, частично заполненного молассой. Конвергентные скифиды отражают процесс длительной субдукции крупного фрагмента Палеотетиса с последующей коллизией микроконтинентов Скифии и Украины.

Киммериды Триас-раннемеловой структурный комплекс в Крыму выделяется почти всеми исследователями, хотя понимаются по-разному [Справочник..., 1970, Плахотный, 1990 и др.]. Первоначально еще в 1908 г Э. Зюсс назвал киммерийскими структуры ядер Крымских гор и Северной Добруджи, которые созданы мезозойскими тектоническими движениями (рис. 4.1). В 1924 году Г. Штилле выделил в составе альпийской орогенической эры Западной Европы две фазы складчатости (орогении) - древнекиммерийскую на границе триаса - юры и новокиммерийскую в киммеридже-валанжине.

Позже киммериды противоречиво трактовались: как складкообразование между триасом и юрой (по Н.А. Мазаровичу, 1938 г.), как аномальный тектогенез в течение триаса и юры (Геологический словарь, 1955 года), как тектогенез в конце юры - начале мела (Словарь геологии нефти и газа, 1958 года) и др. Некоторые исследователи считали киммерийский тектогенез синонимом тихоокеанского, который, по разным представлениям, включает или весь мезозой, или только юру-поздний мел, или даже карбон-мел, или пермь-мел [Справочник..., 1970]. В современном зарубежном понимании древнекиммерийский орогенез происходил в позднем триасе между норией и рэтом, а позднекиммерийский - в конце юры [Толковый..., 1978]. В изданной Тектонической карте Украины 2007 года раннетриас-меловая эпоха тектогенеза названа раннеальпийской (рис. 4.1).

В Добрудже и в западном Причерноморье с традиционных позиций выделялся близкий к киммеридам структурный комплекс, называемый «балканиды» и состоящий из тектонических покровов северной вергентности, образованных несколькими фазами [Хаин, 2001]. Мнения о возрасте образования балканид были разные: поздний мел - эоцен или поздний мел - миоцен. Кроме того, выделялись пребалканиды или добалканиды средне-триас-раннемелового возраста (рис. 4.1). Перечисленные неодинаковые трактовки связаны со смешением пониманий структурообразования в течение разных геодинамических циклов Вильсона и стадий их развития.

Приведенного перечисления не совпадающих представлений достаточно, чтобы усомниться в реальности в истории Земли не только глобальных фаз тектогенеза, выявленных в разных регионах, но и геосинклинальных циклов мезозойского тектогенеза в «альпийской орогенической эре». Представляется очевидным, что фазы и циклы индивидуальны в каждом из выделенных регионов в соответствии со спецификой их геодинамической эволюции. При наложении на общую стратиграфическую (геохронологическую) шкалу, между циклами и фазами тектогенеза Европы разделяющие их тектонопаузы практически отсутствуют (рис. 1). Все это свидетельствует о непрерывности проявления геодинамических процессов на Земле в целом и об индивидуальности их возраста в конкретных районах.

Геологи, работавшие на юге Украины, принимали одно из противоречивых представлений о киммеридах и детализировали его в соответствии с личной интерпретацией изученных объектов. В киммерийском тектогенезе Горного Крыма были выделены салгирская, донецкая, яйлинская и андийская фазы складкообразования. Они обусловили выделение структурных этажей, ярусов и подъярусов. Например, Л.Г. Плахотный [1990] главной считал салгирскую фазу, проявленную, по его мнению, на рубеже триаса и юры. На последних геологических картах [Державна..., 2006, 2009] выделяется нижнекиммерийский (ТЗ-Ј2) и верхнекиммерийский (Ј3) структурные ярусы. В их ограничениях и внутри обосновывались многочисленные стратиграфические и угловые несогласия. При детальном рассмотрении, большинство из них оказались тектоническими. То есть, представления о структурах в пределах ярусов и подъярусов, основанных на концепциях фиксизма, были весьма дискуссионными, без перспективы приближения к единому мнению.

Поэтому, с позиций актуалистической геодинамики для региона, под киммеридами нами понимается геодинамический комплекс, сформированный в период одного цикла Вильсона, который проявился с позднего триаса до раннего мела включительно (рис. 4.1). Первая, дивергентная стадия рифтогенеза и спрединга связана с раскрытием палеоокеана Мезотетис в течение среднего-позднего триаса - ранней юры. Вторая, конвергентная стадия субдукции и коллизии продолжалась с конца ранней юры до раннего мела включительно. Процессы дивергенции и конвергенции, происходили в общем непрерывно в течение весьма длительного периода времени, о чем свидетельствует возраст магматических и орогенных формаций, отражающих эти движе-

ния. При детальном изучении структур, большинство ранее выделенных угловых несогласий оказались тектоническими. Они связаны с разным наклоном пород в крыльях надвигов. Локальные стратиграфические несогласия, развитые в киммеридах интерпретируются как неоавтохтоны. Они связаны в основном с локальным проявлением лавинной седиментацией в процессе структурообразования. Такие несогласия не доказывают региональные и тем более глобальные эпохи завершения складчатости и становления тектонического покоя.

Дивергентные киммериды, сформировались при растяжении, деструкции земной коры с позднего триаса до ранней юры. Их можно традиционно называть «древнекиммерийскими». Следует подчеркнуть, что складчатость в этот период отсутствовала и понятие «нижнекиммерийский структурный ярус» с позиции геодинамики проблематично. Принадвиговые складки формировались на следующем этапе эволюции, а одновременное формирование эндогенных структур сжатия и растяжения в небольшом районе невозможно и генетически и по балансу перемещений.

В Горном Крыму формации древнекиммерийского литодинамического комплекса хорошо представлены бескарбонатной флишевой формацией таврической серии. Флиш формировался в геодинамическом режиме рифтогенно-спрединговой пассивной окраины Мезотетиса на океанической и переходной коре в условиях глубоководного континентального склона и подножия. О дивергентном происхождении флиша свидетельствует моноолигомиктовый состав ее псефитов.

Структуры растяжения в нижнекиммерийском комплексе проявлены не четко и почти полностью затушеваны наложенными складчато-надвиговыми дислокациями. Исключения составляют локальные поздне триасовые рифты в Равнинном Крыму, в Каркинитском, Каламитском заливах и на севере Азовского моря. Поздне триасовые отложения выполняют отдельные незаконномерно или кулисообразно расположенные грабеновые прогибы. Они выполнены песчано-глинистыми толщами и сопровождаются проявлениями синхронного триас-раннеюрского дивергентного магматизма [Плахотный, 1990].

Глобальные масштабы дивергенции древнекиммерийской стадии подтверждаются палеомагнитными данными. Они свидетельствуют о том, что к середине юры между Лавразией и Горнокрымским террейном спрединг сформировал фрагмент океанической коры Мезотетиса, шириной 1,5-2 тыс. км [Юдин, 2008 и др.].

Ныне от океанической коры остались лишь офиолитовые класто-литы в меланже Предгорной сутуры.

Конвергентные киммериды формировались в юрско-раннемеловой период, при схождении Евразии с Горнокрымским террейном. Этот геодинамический комплекс назван нами «*конвергентными киммеридами*» или собственно «киммеридами». Он включает этапы от субдукции до коллизии и представлен складчато-надвиговыми структурами сжатия, а также синхронными орогенным формациями на пассивной окраине и конвергентным магматизмом на активной окраине.

Возраст и большая длительность конвергентной стадии четко определяются по изотопному датированию магматизма в Равнинном Крыму и по фауне в синорогенной молассе Битакского краевого прогиба [Юдин, 2008, 2011]. Сложная структура сжатия противоречит интерпретации ее как грабена растяжения. Полимиктовые конгломераты битакской свиты, мощностью до 3-5 км, образовались при размыве Палеокрымских гор, располагавшихся севернее Предгорной сутуры. Моласса выполняет «вывернутый» складками и надвигами Битакский краевой прогиб, часть которого расположена в поднадвиге. Структуры формировались длительно и непрерывно с конца ранней юры (тоара) до раннего мела включительно в течение 80 млн. лет. Конвергенция привела к созданию субдукционно-коллизионного орогена, с которого материал сносился в краевой прогиб. Такой вывод подтверждается реконструкциями разных авторов по палеомагнитным данным. Они свидетельствуют о последовательном уменьшении разницы палеоширот между Крымией и Лавразией – Евразией.

Возраст другой, демерджинской молассы, расположенной в 30 км юго-восточнее от битакской, определен по фауне от келловоя до титона. В этот орогенный комплекс южного сноса нами включается и угленосная моласса средней юры. Необычное присутствие в ней островодужного магматизма свидетельствует о том, что формирование комплекса происходило в условиях островной дуги. Сам Демерджинский прогиб относится к категории краевого, почти одновозрастного с Битакским и отражает коллизию Крымии и Понтии, объединившихся в титоне в единый террейн.

О возрасте конвергентных киммерид можно судить по изотопному датированию динамометаморфических минералов из широкой зоны Предгорной сутуры. Абсолютный возраст метаморфических сланцев на Симферопольском поднятии (147 и 165 млн. лет) соответствует титону и келловею [Плахотный, 1988а,

Юдин, 1996]. Близкие определения тоар-келловоя (153-186 млн. лет) получены севернее, в метаморфических породах Октябрьских скважин [Геология..., 1969]. Поскольку динамометаморфизм происходит одновременно со структурообразованием, он подтверждает тоар-позднеюрский возраст образования киммерид. Напомним, что такие изотопные датировки отражают последние, наиболее интенсивные, движения в зоне конвергенции. Более молодые дислокации могли не изменить анализируемую калий-аргоновую систему в динамометаморфических минералах. То есть, тоар-титонский диапазон изотопного датирования динамометаморфизма вполне соответствует тоар-раннемеловому возрасту дислокации по анализу синорогенных формаций Горного Крыма.

В Равнинном Крыму тот же диапазон абсолютного возраста имеет активно-крайний магматический комплекс. Он известен по данным бурения в широкой полосе, расположенной параллельной Предгорной сuture по ее падению (рис. 1.2) и генетически связан с ней. Многочисленные изотопные датировки магматических пород, приведенные в публикациях и рукописных работах четко определяют юрско-нижнемеловой возраст киммерийского магматизма Равнинного Крыма.

К киммеридам относится и *Северокрымский тыловой прогиб*, называемый на востоке Североазовским. Он протягивается параллельно Предгорной сuture на более чем 400 км и выполнен мощной, до 3 км, глинисто-песчаной толщей с вулканическими туфами преимущественно раннемелового возраста, которые подстилаются сходными отложениями юры. Прогиб имеет позднемезозойский возраст синхронный киммерийской конвергенции и генетически с ней связан. Северокрымский прогиб состоит из трех линейных опусканий и хорошо изучен бурением и геофизическими методами [Герасимов и др., 2008]. По сейсморазведке в прогибе выделяются бортовые сбросы. Наиболее северный из них частично унаследован по палеозойской Северокрымской сuture. Южная граница прогиба проводится по Южнобортовому сбросу северного падения.

Несмотря общепринятую трактовку Северокрымского прогиба как рифтогенной структуры тылового растяжения, отметим некоторое противоречие. В разновозрастных орогенах мира в аналогичной геодинамической обстановке активной окраины обычно формируются тыловые прогибы. Они расположены в автохтоне ретронадвигов с образованием общей структуры поп-ап. Зона задугового рифтинга и спрединга располагается за ней, намного дальше по падению зоны конвергенции, и проявляется не

всегда. Вопрос геодинамической интерпретации Северокрымского прогиба как тылового (за счет тангенциального сжатия) или рифтогенного (за счет тылового растяжения) остается открытым.

Кроме юрско-раннемеловых, в состав литодинамического комплекса Северокрымского прогиба, по-видимому, включаются и сеноман-сантонские карбонатно-терригенные отложения с вулканическими туфами и проблематичными субаэральными вулканистами. В этом случае, диапазон возраста киммерид Равнинного Крыма поднимается до низов верхнего мела включительно. Однако не исключено, что верхнемеловой магматизм Северокрымского прогиба связан уже со следующим циклом Вильсона, когда формировались задуговые рифтогенно-спрединговые впадины Паратетиса. В пользу того свидетельствует существенное различие строения Северокрымского прогиба по изопакхам раннего и позднего мела.

Структурно-геологические методы определения возраста киммерид Крыма дают довольно большой временной диапазон. Салгирская (на границе триаса и юры) и донецкая (предпозднеотарская) фазы тектогенеза, которые считались основанием многоярусности крымских киммерид по [Геология..., 1969, Плехотный, 1990], в Горном Крыму не подтверждаются. В последних интерпретациях при геологическом картировании в нижнекиммерийский структурный ярус объединены структуры триаса-средней юры [Державна..., 2005-2008].

В Горном и Предгорном Крыму в кровле киммерид существует лишь одно достоверное угловое стратиграфическое несогласие в основании разнофациальных отложений нижнего мела (**рис. 4.3**). Однако развито оно не повсеместно. В юго-западной половине Предгорного Крыма нижнемеловая толща четко несогласно залегает на интенсивно дислоцированном таврическом флише и на киммерийских меланжах. При этом верхнеюрские известняки, широко развитые южнее в Главной гряде гор, в зоне несогласия полностью отсутствуют.

В центральном районе у г. Симферополя нижнемеловые конгломераты и известняки байраклинской свиги с четким угловым стратиграфическим несогласием перекрывают битакские конгломераты и Симферопольский меланж. Состав обломков в байраклинских конгломератах нижнего мела свидетельствует о северном источнике сноса и сходстве с битакской молассой (вплоть до офиолитов - радиолариты, хромиты и др.). Это свидетельствует о размыве единого Палеокрымского орогена и, как следствие, о продолжении структурообразования.

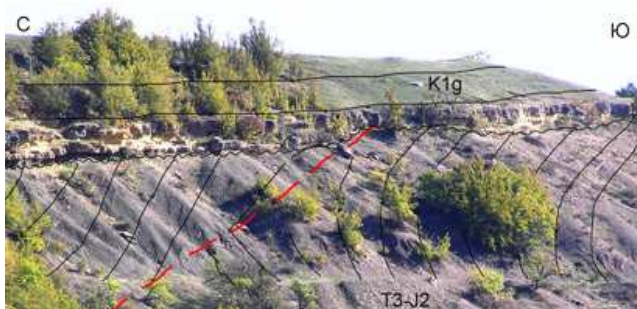


Рис. 4.3. Угловое несогласие между таврическим флишем и нижнемеловыми известняками в бассейне р. Бодрак

Поэтому, несмотря на угловое несогласие, байраклинские конгломераты включаются нами в состав орогенного формационного комплекса Битакского краевого прогиба и интерпретируются как неоавтохтон. Кроме того, под несогласием в составе Симферопольского меланжа, присутствуют породы, датированные нижнемеловой фауной и споро-пыльцой.

Восточнее четко выраженного углового несогласия, на расстоянии около 50 км по простиранию киммерид, оно неожиданно исчезает. В Феодосийском районе, на хр. Тепе-Оба у Двужорной бухты расположен детально охарактеризованный фауной стратотипический разрез нормального налегания нижнемеловых пород на верхнеюрские. То есть, по геологическим данным верхняя граница киммерид в разрезе с юры до позднего мела становится распылчатой или совсем отсутствует. Как следствие, становится проблематичным выделение здесь ниже- и верхнекиммерийского структурных ярусов.

На крайнем юго-западе Горного Крыма, на расстоянии всего 20 км по простиранию киммерид, четкое угловое несогласие также «исчезает». На г. Кокия-Бель над мысом Айя, верхнеюрские известняки согласно перекрыты нижнемеловой карбонатно-терригенной толщей. Объяснение такого взаимоотношения сводится к тому, что контакт расположен в оползневом массиве, сместившимся с юга в конце раннего мела [Юдин, 2011].

Второй важный для понимания горнокрымских киммерид контакт расположен между верхнеюрскими терригенно-карбонатными толщами и флишем таврической серии (местами со среднеюрскими вулканогенно-терригенными образованиями). Он определяет выделение верхнекиммерийского структурного яруса или подъяруса по [Державна..., 2005-2008 и др.]. В разных

районах контакт интерпретируются неоднозначно - или как стратиграфический несогласный или как тектонический, сорванный надвигами. В третьем, промежуточном варианте, обосновывается нормальное залегание между верхнеюрскими конгломератами и таврическим флишем лишь на отдельных участках. Согласно нашим исследованиям, контакты в основании верхнеюрских массивов либо эдогенно-тектонические по пологим надвигам, либо гравигенно-тектонические. Исключения составляют практически непрерывные разрезы средней-верхней юры в келловей-титонской молассе на южном склоне г. Юж. Демерджи и в битакских конгломератах. Разрезы свидетельствуют об отсутствии перерыва в орогенных комплексах и о непрерывности структурообразования. Несогласие салгирской фазы между верхним триасом и юрой нашими геологическими данными не подтверждается и понимается как переход от дивергенции к конвергенции единого цикла Вильсона. То есть, для выделения отдельных фаз складчатости, разделяющих структурные ярусы и подъярусы, в комплексе киммерид Горного Крыма оснований не обнаружено.

Морфология киммерийских структур Горного Крыма сложна и разнообразна. Основные дислокации представлены интенсивно сжатыми, асимметричными, лежащими и ныряющими складками преимущественно южной вергентности, а также надвигами, шарьяжами и тектоническими чешуями северного падения [Юдин, 2011 и др.]. В сместителях шарьяжей развиты Присутурный, Симферопольский, Мартовский и Соколинский меланжи. В южной части Горного Крыма на киммерийские структуры наложен сходный по морфологии и кинематике надвиговый комплекс неокиммерид, сформированных в неоген-четвертичный этап. Поэтому разделить эти структурные комплексы в мезозойских отложениях бывает трудно или невозможно.

Наиболее сложные мелкие принадвиговые складки характерны для таврической серии, что связано с относительной пластичностью флишевой толщи. В ней обнаружены дважды опрокинутые шарьяжные складки, сжатые в 2-7 раз [Юдин, 2010]. Шарниры их обычно пологие, с незначительной ундуляцией. Крутые шарниры до субвертикальных встречаются редко и связаны со сдвиговой составляющей в надвигах.

Компетентные жесткие толщи мезозойских конгломератов, песчаников и известняков дислоцированы в более крупные складки и моноклинальные чешуи. Молассы краевых прогибов, несмотря на внешнюю простоту строения, имеют очень сложное

строение. От первоначальной синклинальной структуры прогибов у поверхности сохранились лишь фрагменты.

Относительно простая структура в верхнеюрских карбонатных массивах Горного Крыма объясняется иными причинами. Она создана в конце раннего мела при формировании Горнокрымской олистостромы. По возрасту верхнеюрский формационный комплекс относится к киммерийскому, но его гравигенное смещение генетически связано с началом следующего цикла Вильсона. Поэтому оно рассмотрено в состав неокиммерид.

Структурная реконструкция киммерид показывает, что за счет складок, надвигов и шарьяжных меланжей зона мезозойского осадконакопления была сокращена более чем на 200 км [Юдин, 2011]. То есть, только в 40-километровой полосе Горного Крыма при конвергенции зона осадконакопления была сокращена более чем в 5 раз. Полученные значения намного меньше, чем по результатам палеомагнитных реконструкций.

Таким образом, в Крымском регионе киммерийский цикл Вильсона проявился со среднего-верхнего триаса до раннего мела включительно (рис. 4.1). Он разделяется на два этапа - дивергентный (триас-раннеюрский), с образованием рифтогенных и пассивно-окраинных формаций и структур, а также на конвергентный (тоар-раннемеловой) этап. Последний создал орогенные молассовые формации и сложный складчато-надвиговой комплекс киммерид юг-юго-восточной вергентности. Открытие и закрытие фрагмента палеоокеана Мезотетис формировалось длительно и непрерывно, возможно с отдельными ускорениями геодинамических процессов, что проявилось в разнофациальных разрезах и локальных перерывах. Несогласие между верхним триасом и юрой (салгирская фаза) - проблематично. Этот рубеж понимается как постепенный переход от дивергенции к конвергенции единого цикла Вильсона.

Другие выделенные ранее локальные стратиграфические несогласия, включая наиболее крупное в основании раннего мела, — не повсеместные. Локальность обусловлена тем, что в раннемеловую эпоху на севере Крымско-Черноморского региона происходило завершение конвергенции с образованием активно-окраинных комплексов, а на юге началось задуговое раскрытие Черного моря, отвечающее начальным этапам следующего цикла Вильсона. С тем же связано формирование региональной раннемеловой Горнокрымской олистостромы. То есть, основываясь на региональном несогласии в основании мела Западного и Центрального Крыма, можно судить о завершении второго и начала

третьего геодинамического цикла Вильсона. В восточных районах Горного Крыма раннемеловые киммериды можно рассматривать как смешанные или переходные.

Неокиммериды (Е-Q). *Новое геодинамическое понятие неокиммериды*, предлагается для обозначения структур третьего, ныне еще не заверщенного, цикла Вильсона, который формировался в Крымско-Черноморском регионе с мела до настоящего времени. По интерпретации Г. Штиле 1924 г, в указанном диапазоне возраста для Западной Европы была выделена верхняя часть Альпийской орогенической эры с девятью фазами тектогенеза [Справочник, 1970 и др.]. Позже В.Е. Хаин предлагал выделять в этой части Альпийской эры четыре эпохи австрийскую (аптурон), ларамийскую (на границе мела - палеогена), пиренейскую (на границе эоцена - миоцена) и кавказскую (конец миоцена - антропоген). В Западной Сибири (по М.А. Усову) Альпийский цикл понимался с палеоцена до голоцена и разделялся на 5 фаз тектогенеза [30 и др.]. Рассмотрение представлений разных исследователей показывает, что и в альпидах понимание глобального цикла и фаз тектогенеза, выделенных в разных регионах, было не одинаковым (рис. 4.1). Это приводило к разным трактовкам тектонического строения и развития конкретных областей Евразии.

В Крыму Альпийский цикл и по-разному называемые фазы, выделенные ранее в других удаленных районах, подстраивались под реальные объекты (рис. 4.1). На основе представлений геосинклинальной концепции, на последних геологических картах Крыма, выделялся Альпийский структурный этаж, включающий мел-четвертичные структурно-вещественные комплексы. Этаж разделяется на два структурных яруса – нижнеальпийский (K1 - N1-1) и верхнеальпийский (N1-2 – Q), [Державна..., 2005-2009].

Анализ литературных данных показывает, что в Крымском регионе число, названия и возрастные границы фаз, разделяющих структурные этажи и ярусы, у разных тектонистов существенно отличаются. В наиболее фанатичных тектонофизических моделях в мел-четвертичном периоде эволюции Горного Крыма выделялось 18(!) фаз деформаций сжатия и растяжения, а общее их число с мезозоем составляло 38 [Гинтов, 2005, табл. 3.30]. Необоснованность таких моделей суммирована в монографии [Юдин, 2011]. Общепринятого представления об альпийском тектогенезе и его элементах на основе концепций фиксизма не существует (рис. 4.1).

С геодинамических позиций третий цикл Вильсона в основном проявился в Крымско-Черноморском регионе южнее скифид и киммерид. В отдельных участках северных районов выявляются структуры, унаследовано наложенные на предыдущие или локально присутствуют новообразованные дислокации. В цикле выделяется дивергентный (раннемел-олигоценовый) этап и, ныне еще не завершённый коллизией Крыма с Анатолией, конвергентный (верхнеолигоцен-четвертичный) этап. Термин «альпиды», выделенный в далеких от Крыма Альпах, которые имеют с иную геодинамическую эволюцию, не полностью соответствует возрасту проявлению цикла Вильсона в Крыму (рис. 4.1).

Основные структуры сжатия Крымского региона формировались в неоген-четвертичный период, что больше соответствует «кавказской» миоцен-антропогеновой эпохе по В.Е. Хаину. Термин «кавказиды» не благозвучен и несколько отличается по возрасту. Поэтому этот структурно-геодинамический комплекс Крымско-Черноморского региона мы предлагаем называть «*неокиммериды*» («нео» - от неогена и «Киммерия» - древнее названия Крыма). Другим, более общим названием может быть «неотектонический комплекс», хотя понимания возраста проявления неотектоники также отличаются.

Дивергентные неокиммериды. Начальная стадия неокиммерийского цикла четко проявилась в мел-палеогене южнее Крыма в Черном море. В Равнинном и Предгорном Крыму она достоверно не выявляется. Здесь накапливались терригенно-глинисто-карбонатные отложения, образующие чехол тектонически стабильного Восточно-Европейского кратона. Как отмечено выше, раннемеловой Северокрымский тыловой прогиб, выполненный глинисто-терригенно-вулканогенными формациями, нами относится к заключительному этапу киммерид. Представления об олигоцен-миоценовом Индоло-Кубанском прогибе, как о краевом или о рифтогенной «неудавшейся впадине Паратетиса», противоречит геодинамической эволюции цикла. Прогиб формировался после раскрытия Паратетиса и отвечает понятию тылового на начальной стадии конвергенции неокиммерид [Юдин, 2008].

Раннемеловая Горнокрымская олистострома относится к неокиммеридам в качестве переходного комплекса. Генетически она относится к предрифтовому типу и отражает процесс рифтогенеза, происходившего южнее (см раздел 3.1). Хаотический комплекс широко распространен в Горном Крыму в виде более чем 100 крупных массивов. Они сложены известняками и конг-

ломератами верхней юры, местами с перекрывающими их ранне-меловыми породами. Олистолиты и олистоплаки сползли с северного склона предрифтогенного поднятия, предшествовавшего раскрытию Черноморской впадины. По геолого-палеомагнитным данным массивы имеют южное Анатолийское происхождение [Юдин, 1999, 2008, 2011]. Ныне, в более чем 30 участках Горного Крыма под олистолитами из верхнеюрских известняков выявлены глины с фауной нижнего мела, что подтверждает возраст олистостромы (рис. 3.2).

Дивергентная стадия неокиммерид наиболее четко проявилась при задуговом мел-палеогеновом раскрытии Черноморских впадин [Хаин, Ломизе, 1995, Юдин, 2008 и др.]. Рифтогенные структуры представлены крупными сбросами в ограничении Западночерноморского и Восточночерноморского грабенов, разделенных Центральнoчерноморским горстом. Они четко видны на материалах сейсморазведки и приведены во многих публикациях. В грабенах за мел-кайнозойский период накопился мощный, до 10-14 километров, комплекс глинисто-терригенных и магматических пород, подстилаемых новообразованной субокеанической корой. Рифтогенез и спрединг сопровождались дивергентным магматизмом. Под мощным осадочным чехлом он отражен интенсивными положительными аномалиями магнитного и гравитационного поля.

О возрасте рифтогенеза можно судить по раннемел-палеогеновым изотопным датировкам магматических пород в подводном Ломоносовском массиве на севере Западночерноморской впадины [Шнюков и др., 1997, табл. 31]. По положению в геодинамической модели и составу пород их образование нами интерпретируется как рифтогенное. О том же свидетельствуют синхронный магматизм на Малом Кавказе, в Турции и Болгарии, а также туфовые прослои в меловых отложениях Предгорного Крыма. Палеогеодинамическая реконструкция всех рифтогенных впадин Паратетиса на период максимальной дивергенции в палеогене, приведена в работе [Юдин, 2008]. Она позволяет говорить о существенно большем размере Черного моря до начала стадии сжатия.

Конвергентные неокиммериды формировались с конца олигоцена, что фиксируется отложениями низов майкопской серии. Формирование основных дислокаций в регионе происходило в неоген-четвертичный период (рис. 4.1). Стадия отражает продолжающееся схождение Евразийской и Африканской мегаплит, подавившее задуговый спрединг Паратетиса. В результате, под

Крым происходит поддвигание новообразованной субокеанической коры Черного моря [Юдин, 1995, 2008]. В зоне конвергенции присутствуют аккреционный клин сложно дислоцированных осадков, лежащих на субокеанической коре, отрицательные аномалии силы тяжести и значительная сейсмичность. Такой тип назван псевдосубдукцией или квазисубдукцией. В тылу зоны конвергенции, проявлены признаки будущего активно-крайнего магматизма. К ним мы относим локальные тепловые аномалии Равнинного Крыма, расположенные в 100 км по падению зоны (рис. 1.4).

Горизонтальное сближение Анатолии и Крыма по результатам космогеодезических наблюдений составляет 1-2 см в год. Вертикальная составляющая надвигов отражена в 3,5-километровом перепаде современного рельефа от вершин гор до субабиссали моря и в асимметричном поднятии Главной гряды со скоростью 2-3 мм в год.

Контрастный рельеф инициировал проявление экзогенной неогеодинимики. В результате образовались *молодые региональные олистостромы*. На суше это Массандровская, Опускская и Северокерченская, а в прилегающей акватории Южнокрымская, Южнокерченская и Западночерноморская олистостромы (см. раздел 3, рис. 3.3).

Западнее Горного Крыма субширотные структуры формировались при преобладании в разрывах продольной правсдвиговой составляющей. Поэтому горный рельеф там отсутствует, а надвиги и принадвиговые складки выражены слабо, хотя амплитуды неогеновых движений по балансу перемещений не исчезли. Увеличение сдвиговой составляющей объясняет уменьшение сейсмичности, которая резко усиливается в зоне Вранча, где граница Черноморской плиты под углом уходит под Карпатский коллизионный ороген. В Горном Крыму и прилегающей акватории, наоборот, эндогенные процессы, в основном формировали структуры сжатия в виде надвигов и принадвиговых складок [Юдин, 2008, 2011].

По обе стороны поднятия Горного Крыма, в позднеолигоцен-миоценовое время сформировались региональные продольные прогибы. Их строение и генезис понимаются неоднозначно. На пассивной окраине Черноморской плиты к югу от Крыма образовался *Туапсинский передовой (краевой) прогиб* с по-разному называемыми впадинами (рис. 1.4). Севернее, на активной окраине Евразии сформирован *Индо-Кубанский тыловой прогиб* с Альминской и другими впадинами. [Юдин, 2008]. Поперечные

структуры поднятий и опусканий в нем, по-видимому, связаны со сдвиговой составляющей в ретронадвигях, обусловивших их тыловое прогибание.

Общая тектоническая структура неокиммерид Крыма до настоящего времени вызывает дискуссии. Они связаны с представлениями о вертикально-блоковом строении или с абсолютизацией одного из направлений асимметрии разновозрастных принадвиговых структур. С 40-х годов М.В. Муратов интерпретировал Горный Крым как мегантиклинорий, состоящий из антиклинориев и синклинориев, что разделяется большинством исследователей до настоящего времени. Однако в "мегантиклинории" отсутствует южное крыло и замок, которые достраивались умозрительно. С пониманием надвигового строения Горного Крыма стали использоваться понятия структурного мобилизма - "шарьяж-антиклинорий" или "мегананпорий", состоящие из серии тектонических покровов (по Ю.В. Казанцеву). Модели мобилизма различались в понимании положения корневых зон шарьяжей и основывались на абсолютизации южного или наоборот северного падения надвигов с соответствующей им асимметрией складок при общем моновергентном строении.

Детальное изучение тектоники Крымского региона позволило выявить обосновать разнонаправленное строение неокиммерид [Юдин, 2010а, 2011]. *Крымская структура поп-ап первого порядка* сформирована двумя системами надвигов. Главная из них имеет север-северо-западное падение сместителей и южную асимметрию принадвиговых складок, вызванную поддвигом субокеанической коры Черного моря под Крым. В Равнинном Крыму и прилегающих акваториях в осадочном чехле по данным сейсморазведки и бурения развиты преимущественно ретронадвиги обратного наклона с северной вергентностью складок (рис. 1.4). *Горнокрымский поп-ап второго порядка* образован основной системой надвигов и Мраморным ретронадвигом южного наклона. Последний прослежен вдоль всего северного склона Главной гряды гор от мыса Фиолент до Карадага и у Феодосии кулисообразно сочленяется с Феодосийским и Южноазовским ретронадвигами того же падения [Юдин, 2010а, 2011]. Восточнее Горнокрымский переходит в аналогичный *Керченский поп-ап* (рис. 1.4). Специфика последнего заключается в распространении у поверхности кайнозойских пород и в отсутствии горного рельефа. Западнее Горного Крыма поп-ап второго порядка фиксируется по материалам сейсморазведки в акватории и выходит на поверхность в Добруджи.

Структуры поп-ап третьего порядка, размерами от метров до первых километров обычно выделяются во фронтальных частях горнокрымских аллохтонов и на Керченском полуострове. Южнее, в Батиальной структурной зоне Черного моря, аналогичные объекты определены по материалам сейсморазведки. Ретронадвиги в них закономерно приурочены к фронтальным зонам Южнокрымского, Северочерноморского и других крупных надвигов северного падения.

Таким образом, общая морфология неокиммерид Крыма имеет структурно дивергентное строение и представлена формой поп-ап трех порядков. Она создана главными фронтальными надвигами и встречно падающими тыловыми ретронадвигами. Структуры поп-ап образованы синхронно в неоген-четвертичное время и продолжают формироваться в результате продолжающегося поддвига субокеанической коры Черного моря под Крым.

В Предгорном Крыму наиболее понятной структурой неокиммерид является полоса слабо наклоненных на север и северо-запад толщ мел-неогенового возраста, которая названа *Куэстовая моноклираль*. Вследствие разной прочности пластов и пологого (5–10°) падения, Куэстовая моноклираль формирует две асимметричные гряды, прорезанные реками. В основании Внутренней гряды в меловых отложениях почти повсеместно выделяются субпослойный *Подкуэстовый надвиг*, местами сопровождаемый локальными принадвиговыми складками. О его современной активности свидетельствуют смещения русел субширотных оврагов и выраженность в рельефе. Второй региональный субпослойный срыв приурочен к верхам пластичной толщи майкопской свиты. В Восточном Крыму с ним связан Белогорский олистомеланж (рис. 1.4, 2.3).

В *Горном Крыму* неокиммериды отделяются от киммерид по ряду признаков. К ним относятся выраженность продольных разрывов в рельефе, участие в дислокациях мел-неогеновых толщ, сейсмичность, современные криповые смещения, грязевой вулканизм и др. В связи с однотипностью мезозойских и кайнозойских структур, их разделение в не всегда бесспорно из-за частичной унаследованности.

К главным структурам неокиммерид относятся субширотные надвиги северного падения с меланжами и запрокинутыми на юг принадвиговыми складками, а также ретронадвиги [Юдин, 2009-б, 2011]. В некоторых из них отмечается сдвиговая составляющая. Секущие разрывы редки и малоамплитудны. Надвиги формируют тектонические чешуи и мелкие интенсивные лежащие

складки южной вергентности. Южные крылья антиклиналей более крутые, чем северные и часто опрокинуты, а своды в разрезе не совпадают вследствие срывов и пологого наклона осевых плоскостей.

Наиболее крупные надвиги имеют мощные зоны дезинтегрированных пород. Они выделены как *молодые меланжи*: Южнобережный, Подгорный, Карадагский и Щебетовский (рис. 2.3, 2.5, 2.6). Местами в них фиксируется сдвиговая составляющая, проявленная в ундуляции шарниров обрывков мелких складок. Меланжи выражены в рельефе, сопровождается сейсмичностью, аномальным распространением оползней, обвалов, активной абразией берега и имеет кайнозойский возраст. В них выявлены обрывки сильно сжатых дважды опрокинутых складок. В отдельных участках матрикса обнаружены фрагменты нижнемеловых и кайнозойских пород.

Локальные структуры представлены оперяющими надвигами и сопровождающими их складками южной вергентности. Размеры их от метров до сотен метров. Лишь в жестких толщах верхнеюрских конгломератов Меганомской подзоны наблюдаются крупные пережатые антиклинали и чешуи-моноклинали, размерами до первых километров. Наиболее интенсивные складки характерны для флиша таврической серии. Среди них выделены изоклинальные лежащие, ныряющие и ложные антиклинали, сжатые в 2–7 раз. Шарниры их обычно ундулируют незначительно. Палинспастическая реконструкция эндогенных неокиммерид свидетельствует о горизонтальном сжатии на 250 км.

Продольные сдвиги и сдвиговая составляющая в надвигах фиксируется по зеркалам скольжения, по мелким приразрывным складкам с крутыми до вертикальных шарнирами, а также по кулисообразному расположению складок и структурам типа “конского хвоста”. Малоамплитудные гравигенные поперечные сбросы торошения, сформированные в тектонических пластинах при надвигании, практически не нарушают крупные структуры и не играют существенной роли в общем строении.

На Керченском полуострове неоген-четвертичный возраст структур не вызывает сомнений. Кайнозойские породы там участвуют в складчато-надвиговых дислокациях и представляют собой продолжение структур Горного Крыма. Здесь широко известны грязевой вулканизм, сейсмичность, а также гравигенные дислокации в виде наземных и подводной олистостром. По асимметрии складок полуостров подразделяется на две продольные структурные зоны – Южнокерченскую надвиговую и Северокер-

ченскую ретронадвиговую зону [Юдин, 2008, 2011]. Структуры Южнокерченской зоны, как и прилегающей с моря Шельфовой, представлены надвигами с северным падением сместителей и принадвиговыми складками южной вергентности. В Северокерченской ретронадвиговой зоне наоборот, развиты складки северной вергентности и надвиги южного падения. Смена асимметрии проходит вдоль оси полуострова.

Антиклинальные складки Керченского полуострова и прилегающей акватории имеют принадвиговое происхождение. Они бескорневые и расположены в автономных структурных уровнях в пределах чешуй-дуплексов. В приразрывных участках местами фиксируются крутые, до опрокинутых залегания пород и мощные зоны дробления. Брахиформность и кулисообразное положение складок в плане свидетельствуют о присутствии в надвигах неясной сдвиговой составляющей.

Южнее, в акватории Черного моря, по материалам сейсморазведки в присводовых частях растущих антиклиналей выделяются зоны размывов со стратиграфическими, а локально и угловыми несогласиями. На крыльях они переходят в согласные стратиграфические контакты. Такие угловые несогласия не отражают тектонопауз и не дают оснований для выделения фаз тектогенеза, отдельных структурных этажей и ярусов. Аналогичные угловые несогласия характерны для Горного Крыма в основании четвертичных отложений. Примеры их наиболее хорошо известны в районе Судака. Такие образования следует рассматривать как неоавтохтоны, характерные для многих горно-складчатых районов. Они связаны не столько с тектонопаузами, сколько с лавинной седиментацией на отдельных участках при непрерывном структурообразовании.

Таким образом, скифиды, киммериды и неокиммериды отражают процесс геодинамического развития Крымско-Черноморского района. Эволюция его имеет индивидуальные особенности и не полностью отвечает «универсальным» фазам и циклам тектогенеза, выделенным в Западной Европе и в других районах мира. Общее строение определяется разновозрастными надвигами, ретронадвигами, шарьяжными меланжами, а также связанными с ними тектоническими чешуями и принадвиговыми складками. Их вергентность обусловлена наклоном разновозрастных коллизионных швов и зон конвергенции трех циклов Вильсона. Каждый из них проявлялся южнее предыдущего, отражая аккрецию Евразийской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Складчато-надвиговые структуры, меланжи и олистостромы играют важную роль в строении и развитии сложно построенных областей. Несмотря на то, что этим сложным геологическим объектам посвящено достаточно много публикаций, при государственной геологической съемке они практически не отражены. Причин здесь несколько. Во-первых, в действующих инструкциях по геологической съемке олистостромы, как отдельный объект, были пропущены. Во-вторых, утвержденными региональными стратиграфическими схемами объекты картирования четко определены. Это заставляет геологов подходить к олистостромам и меланжам как к стратиграфическим подразделениям и отражать их в виде многочисленных свит. В-третьих, сама методика геологической съемки в зонах сложных складчато-надвиговых структур и микститов требует корректировки. Метод тектонотипических разрезов с составлением сбалансированных разрезов не по уже построенной геологической карте, а по более детальным полосовым картам с углубленным изучением тектоники показал свою эффективность во многих регионах (Урал, Пай-хой, Донбасс, Крым и др.)

Надвиговые структуры и микститы имеют специфическую связь с распределением разных полезных ископаемых, что отдельно рассмотрено в разделах 1.4, 2.3 и 3.3. Кроме того все они представляют собой опасность для геостойкого строительства. Например, Подкузстовый надвиг, прослеженный в основании Второй гряды Крымских гор, проявляется современными смещениями по пластичным глинам нижнего мела, вызывая аномальное проявление оползней и крипа [Юдин, 2011, 2012a].

Обоснование и картирование активных надвиговых меланжей (Подгорного, Южнобережного, Карадагского, Щебетовского) показало их закономерную связь с аномальными проявлениями оползней, обвалов и крипа. Недоучет микститов в условиях контрастного рельефа, повышенной сейсмичности и увлаженности может привести к опасным последствиям. Межмеланжевые полосы сложно дислоцированных, но сохранивших структуру толщ таврической серии, в целом менее подвержены опасным геологическим процессами. Они более устойчивы и предпочтительны для застройки, несмотря на некоторую удаленность от берега моря. Зоны активных меланжей рациональнее использовать как парки, без возведения крупных капитальных сооружений.

Высокоамплитудные оползания крупных известняковых массивов Массандровской олистостромы в условиях высокой сейсмичности, горного рельефа и плотной застройки южного берега Крыма несут значительную опасность. Она заключается в медленных смещениях, которые могут быть катастрофическими при землетрясениях и повышенной увлажненности подстилающих глинистых толщ. В подводной Южнокрымской олистостроме четко выявляются как минимум три катастрофических события. Геодинамический режим продолжающегося схождения Крыма и Анатолии, со скоростью 1-2 см/год, не дает оснований считать, что аналогичные события не повторятся в будущем.

Картирование микститов и их элементов – довольно трудоемкая и сложная задача, особенно на первых этапах понимания и распознавания их числа, возраста, типов, объемов и степени ремобилизации. Характерные для большинства геологических карт Украины многочисленные и противоречивые несбалансированные разломно-блоковые модели рисуются значительно быстрее и легче. Однако они не отвечают реальному строению земной коры и не подтверждаются палинспастической реконструкцией. На примерах многочисленных складчатых областей мира показана закономерная смена моделей строения одного региона. На первых этапах изученности до середины прошлого века они ошибочно отражались как разломно-блоковые, но ныне повсеместно пересмотрены в моделях дислокаций тангенциального сжатия и олистостром.

Переход от завершаемой съемки масштаба 1:200 000 к крупномасштабной 1:50 000 ставит задачу более детального и углубленного изучения микститов и шарьяжных структур, что должно учитываться при планировании геолого-съёмочных работ. Обоснование в сложно построенных районах Украины складчато-надвиговых и хаотических комплексов ставит следующие задачи:

1 – дополнение легенд геологических карт уточненными обозначениями элементов меланжей и олистостром;

2 – введение в легенды геологических карт новых знаков элементов залегания для лежащих крыльев шарьяжных складок;

3 – корректирование региональных стратиграфических схем с учетом выделенных олистостром и меланжей;

4 – обучение геологов-съёмщиков выделению и картированию хаотических комплексов и шарьяжей, для чего рекомендуется использовать Крымский геодинамический полигон;

5- детальное картирование уже известных и новых микститов с отражением их на сбалансированной геологической карте;

6- выявление роли складчато-надвиговых и хаотических структур: 1- в процессе формирования и расформирования конкретных месторождений полезных ископаемых; 2- в связи с проявлениями опасных геологических процессов для объектов геостойкого строительства.

Как показывает опыт зарубежной и отечественной геологии, при выделении микститов и методике их картирования определяющее значение имели научно-исследовательские работы отраслевых, вузовских и академических институтов. Такие работы должны сопровождать геологическую съемку с обязательным обсуждением проблем строения не только по формальным требованиям инструкций и нормативных документов, но и с учетом творческого рассмотрения строения конкретных объектов.

Таким образом, выделение складчато-надвиговых структур, меланжей и олистостром разного типа, возраста и генезиса, позволит существенно дополнить известные традиционные представления, уточнить критерии поисков полезных ископаемых и оптимизировать прогноз опасных геологических процессов. Использование современных представлений о строении складчато-надвиговых поясов при детальном картировании объектов даст возможность создать единую непротиворечивую модель геологического строения региона и его сложных участков. Главными критериями правильности структурно-геологических построений при геокартировании следует считать сбалансированность, проверяемую палинспастической реконструкцией.

Рукопись поступила в редакцию УкрГТРИ 05 июня 2009 г.

Из-за отсутствия финансирования не издавалась 4 года.

Дополнена и переработана автором в 2010- 2013 гг.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. Москва, Наука, 1977. - 155 с.

Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., Наука, 1978. - 122 с.

Аглонов С.В. Геодинамика. Учебник. Изд-во С.Петербург. ун-та., СПб, 2001. - 360с.

Белостоцкий И.И. Тектонические покровы. В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., Недра, 1977. - С. 120-179.

Белостоцкий И.И. Зоны меланжа и хаотических структур. - В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., Недра, 1977а. - С. 114 -156.

Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. Москва, Недра, 1978. – 238 с.

Бискэ Г.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. Санкт-Петербург, С.-ПбГУ, 1996.- 192 с.

Борисенко Л.С., Плахотный Л.Г. Геодинамика Крымско-Черноморского региона как следствие многоуровневого тектогенеза. В кн.: Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сб. мат-лов конференции. Симферополь, 1997. - С. 54-64

Борукаев Ч.Б. О палинспастических реконструкциях // Геотектоника, 1970, №6. - С. 23-29

Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М., Недра, 1973. - 103 с.

Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск, Наука. 1999.- 160 с.

Геодинамические реконструкции. Методическое пособие для региональных геологических исследований / И.И. Абрамович, А.И. Бурдэ, В.Д. Вознесенский и др. Ленинград, Недра, 1989. - 278 с.

Геологическая съемка в районах развития осадочных пород. / В.Н. Кондитеров, В.А. Бобров, А.И. Бурдэ и др. Методические указания по геологической съемке м-ба 1:50 000, вып. 1. Ленинград, Недра, 1969. - 328 с.

Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:200 000. / Сост. Пивоваров С.В., Борисенко Л.С., Чуба Б.С. и др. Глав. ред. Деренюк Н.Е. (Объяснительная записка). Киев, 1984. - 134 с.

Геологическое картирование хаотических комплексов. Серия методических руководств по геодинамическому анализу при

геологическом картировании / В.М. Ненахов, В.Ю. Лыточкин, А.С. Перфильев и др. Москва, Роскомнедра, 1992.- 230 с.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание / Ред. М.В. Муратов. М. Недра, 1969. - 575 с.

Геология шельфа УССР. Тектоника (Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Пустильников М.Р. и др.). Киев: "Наукова думка", 1987. - 152 с.

Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В., Белецкий С.В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона. В кн.: Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Сборник докладов VII международной конференции «Крым-2007». Симферополь, 2008. - С. 115-151.

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев, «Феникс», 2005. - 568 с.

Глевасский Е.Б., Есипчук К.Е., Пономаренко А.Н., Шеремет Е.М. Шовные зоны Украинского щита: природа и время формирования. В сб.: Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень. М-ли 3-й науково-виробничної наради геологов-зйомщиків України 8-12 вересня 2005 р., м. Рівне. Київ, 2005. - С.94-96.

Голоудин Р.И. Проблема геологической картографии XXI века и пути их решения // Разведка и охрана недр, №2, 2009. - С. 27-31.

Горбачев В.Ф. Новая глобальная тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М., Недра, 1983. - 267 с.

Горяинов С.В., Бухтатый В.Н., Горяинов Д.С. и др. Метаморфические и метасоматические комплексы Кировоградского блока Украинского щита. Харьков, «Экограф», 2004. - 174 с.

Гроссгейм В.А. Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа // Известия АН СССР, 1948, № 2.

Державна геологічна карта України Масштаб 1:200000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXII (Красноперекопськ), L-36-XXVII (Руїни, Морське). Пояснювальна записка. Чайковський Б.П., Білецький С.В., Десев В.Б. Київ, КП «Південекогеоцентр», 2005. - 93 с.

Державна геологічна карта України Масштаб 1:200000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV(

Севастополь). Пояснювальна записка. Чайковський Б.П. та ін. Київ, Державна геологічна служба, КП «Південекогеоцентр», 2006. - 175с.

Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Кримська серія. Група аркушів L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка/Фіколіна Л., Білокрис О., Обшарська Н. та ін., ред. С.В.Білецький Київ, КП «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2009. - 370с.

Ждан А. В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта. - Геотектоника, 1985, № 2. - С. 57-66.

Зоненийн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва, Недра, 1990 (в 2-х книгах), кн. 1 - 328 с., кн. 2 - 334 с.

Инструкция по организации и производству геологических работ по составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25000) /А. И. Бурдэ, В. Д. Вознесенский, Л. Х. Казимирова и др. Гл. ред. Н. В. Межеловский. Л., 1987. - 243 с.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М. Наука, 1982. - 112 с.

Казанцев Ю.В. К методике картирования дислокаций горизонтального сжатия. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 1990, № 1. - С.113-121.

Казьмин В.Г. К проблеме альпийского меланжа // Геотектоника, 1971. №2. - С 20-85.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Научные основы поиска нефтегазовых структур. Уфа, 1983. - 41 с.

Кеннет Дж. Морская геология в 2-х томах. Перевод с английского. М., Мир, 1987. - 397 и 384 с.

Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа // Геотектоника, 1971, № 6. - С. 87-100.

Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. // Геотектоника, 1978, № 2. - С. 67-89.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Вознесенский А.И. Офиолитокластовые брекчии Малого Кавказа: строение и происхождение // Геотектоника, 2001, №3. - С. 60-68.

Кольман Р. Офиолиты. М., Мир, 1979. - 262 с.

Кузнецов Л. В., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта. // Геотектоника, 1990, № 5. - С. 69-80.

Куренков С.А. Серпентинитовый меланж и олистостромы

комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). // Геотектоника, 1978, № 5. - С. 84-93.

Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., Наука, 1983. - 96 с.

Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.П. Олистостромы складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая. В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., Наука, 1983. - С. 78-86.

Ладизженський Г. Світовий досвід пошуків нафти і газу в піднасувних зонах гірсько-складчастих споруд. В кн.: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. / Сб. докл. V Междунар. конф. «Крым-2003». Симферополь, 2004. - С. 151-155.

Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. Л., Наука, 1975. - 139 с.

Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов // Геотектоника, 1976, № 3. - С. 26-39.

Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. / Труды ГИН АН СССР, 1981, вып. 344. - 175 с.

Лисицин А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988. - 312 с.

Литогеодинаміка и минералогия осадочных бассейнов. Под ред. А.Д Щеглова. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1998. – 480 с.

Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Зоны поддвига плит (решенные и нерешенные проблемы) / Динамика и эволюция литосферы. М., 1986. - С. 47-65.

Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. // Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4. - С. 40-49.

Макарычев Г.И., Куренков С.А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, № 4. - С. 22-34.

Матеріали з методики геологічного картування платформних регіонів України. Книга 1. / Р.Я.Белевцев, П.Ф.Брацлавський, Ю.М.Веклич та ін. под ред. В.Я. Веліканова. Київ, УкрДГРІ, 2000. - 215 с.

Методика геодинамического анализа при геологическом картировании / Г.С. Гусев, М.В. Минц, Д.И. Мусатов и др. Москва, Мингео СССР, Недра, 1991. - 204 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне - ранней перми юга Урала. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 2002. - 190 с.

Михайлов А.Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта // Бюл. МОИП отд. геол., 1947, т. 22, вып. 2. - С. 33-48.

Нефтегазоносность и глобальная тектоника. / Под ред. С.П. Максимова. М., Недра, 1978. - 237 с.

Організація та проведення геологічного довивчення раніше закартованих площ масштабу 1:200000, складання та підготовка до видання державної геологічної карти України масштабу 1:20000. Інструкція. /Брацлавський П.Ф., Веліканов В.Я., Володін Д.Ф. та ін. Київ, Геолком України, 1999. – 296 с.

Організація і проведення геологозйомочних робіт і складання та підготовка до видання Геологічної карти України масштабу 1:50000 (1:25000). Інструкція / Брацлавський П.Ф. та ін., відп. редактор В.І. Калінін. Департамент геології та використання надр Міністерства екології та природних ресурсів України. Київ, 2002. - 204 с.

Палеогеографический атлас Северной Евразии. / Ред. Казьмин В.Г., Натапов Л.М. М.: Институт тектоники литосферных плит, CD-ROM, - 1998.

Пастухов В.Г. Методическое пособие по применению геодинамического анализа при геологосъемочных работах на Украине. Киев, Геопрогноз, 1994. – 175 с.

Пастухов В.Г., Астахов К.П., Рыбаков В.Н. и др. Геодинамическая карта Украины. М-б 1:1000000. Объяснительная записка. Киев, Геопрогноз, 1993. - 213 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе переработанное и дополненное. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 652 с.

Плахотный Л.Г. Байкалиды Крыма.//Бюлл. МОИП, отд. геол. М., 1988. №3. - С. 77-84.

Плахотный Л.Г. Герциниды Крыма // Геол. журнал. К., 1988а. №4. - С. 76–85.

Плахотный Л.Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и их соотношение с альпийскими и докембрийскими. // Геотектоника. М., 1990. №2. - С. 54–62.

Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион). М., Научный мир, 2001. - 135 с.

Потапенко Ю.А., Пруцкий Н.И. Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа // Доклады АН СССР, 1976, т. 228, № 5. - С. 1179-1181.

Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск. Якутский НЦ СОАН СССР, 1989. - 128 с.

Прокопьев А.В. Мезозойские структурные парагенезисы Верхоянского складчато-надвигового пояса (северо-восток России). В кн. Структурные парагенезисы и их ансамбли. М-лы совещ., М., 1997. - С. 134-136.

Ремизов Д.Н., Юдин В.В., Григорьев С.И. Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала // Вестник Института геологии Ком научного центра УрО РАН. Сыктывкар, Геопринт, 2002, № 2. - С. 4-8.

Руженцев С.В., Белов А.А. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения // Геотектоника, 1973, №4, С. 18-33.

Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. // Литология и полезные ископаемые, 1973, № 7. - С. 21-32.

Рыбаков В.Н., Романенко В.М., Чмарова Л.П., Плотникова Л.Ф. Особенности геологического строения Крымских гор на примере Чатыр-Дага. В сб. Актуальні питання вивчення та картування осадових комплексів складчастих областей платформного чохла України. / Картування прикордонних територій. М-ли II наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. Київ, 2003. С. 182-185.

Сейферт К. и др. Структурная геология и тектоника плит. М., Мир, 1990, т. 1. 315 с; 1991, т. 2. - 376 с.

Семенов Г.Г., Михайленко В.Г. Хаотические комплексы Алтае-Саянской области. В кн.: Геологическое картирование хаотических комплексов. Сер. методических. руководств по геодина-

мическому анализу при геологическом картировании. Москва, Роскомнедра, 1992. - С. 168-229.

Сила тяжести и тектоника. Перевод с англ. Серия науки о Земле, т. 66. Москва, Мир, 1976. - 504 с.

Соборнов К.О. Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа. // Советская геология, 1990, №2. - С. 79-87.

Соборнов К.О. Вдвиговое строение Дуэлакской антиклинали (Южный Дагестан). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1991, т.66, вып.6. - С.44-50.

Современная геодинамика и нефтегазоносность / В.А.Сидоров, М.В. Багадсарова, С.В. Атанасян и др. М., Наука, 1989. - 199 с.

Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ) // Геотектоника, 1974, № 1. - С. 35-48.

Соколов С. Д. Олистостромовые комплексы и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., Наука, 1977. - 131 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 296).

Сомин М.Л. Тектоника большого Кавказа: ревизия представлений, некоторые общие следствия. В сб.: Современное состояние наук о Земле. М-лы Международной конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. Москва, МГУ, 2011. - С. 1776-1779.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию: Пер. с англ. Под ред. Ю.Е. Погребницкого. Ленинград: Недра, 1981. - 367 с.

Справочник по тектонической терминологии. Ред. Ю.А. Косыгин, Л.М. Парфенова М., Недра, 1970. - 582 с.

Структурная геология Крыма. / Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. - 152 с.

Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. / Сб. науч. тр. Ред. В.Е.Хаин, Б.А.Соколов, Н.В. Марасанова. М., Наука, 1990. - 290 с.

Тектоника плит и полезные ископаемые. М.; Изд. МГУ, 1985. - 190 с.

Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000) / В.Е. Хаин, В.И. Попков и др., В.В. Юдин. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. - 213 с.

Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000. Гол. редактори С.С. Круглов, Д.С. Гурський. Державна геологічна служба. Київ, УкрДГРІ, 2007.

Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000. Пояснювальна записка. Частина 1 /С.С. Круглов, Ю.О. Арсірій, О.Б. Бобров та ін. Міністерство охорони навколишнього середовища України, Державна геологічна служба. Український державний геолого-розвідувальний інститут. Київ, УкрДГРІ, 2007. - 96 с.

Тектоника Украины. Мин-во геол. СССР, Москва, Недра, 1988. - 254с. (Труды УкрНИГРИ, вып. XXXVI).

Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург, УрО РАН, 2004. - 225 с.

Типові умовні позначення. Геологічне картування. Стандарт Державного комітету природних ресурсів України. Київ, Держкомприродресурсів України, 2004. - 105 с.

Типовые условные обозначения для тектонических карт./ Д.Н. Чистяков, В.В. Русс, Д. А. Кириков и др., ред. Н.В.Межеловский. М., Мин-во природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО, 1997. - 151 с. (Сер. методических руководств по геодинамическому анализу при геол. картировании).

Толковый словарь английских геологических терминов (ред. Л.П.Зоненшайн.), в 3-х томах. М., Мир. Т. 1, 1977 - 586 с., т. 2, 1978 - 588 с., т. 3, 1979 - 543 с.

Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Советская геология, 1992, № 6. - С. 34-40.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001. - 606 с.

Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология: Учебник. М., МГУ, 1997. - 448 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М. Изд-во МГУ, 1995. - 480 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е изд., испр. и доп. М., КДУ, 2005. - 560 с.

Худолей А.К. Геологические структуры (классификация, механизм формирования и изображение в разрезе и на карте). Учебное пособие к курсам «Геокартирование» и «Структурная геология» Санкт-Петербург, С-ПбГУ, 2006.

Чернышук В. П. Олисторомы Туркестано-Алая. // Известия АН СССР, сер. геол., 1986, № 1. - С. 57-63.

Шеин В.С., Клещев К.А. Условия нефтегазонакопления на платформах и в складчатых областях (с позиций тектоники литосферных плит) // Геология нефти и газа. 1984, № 3.- С. 20-29.

Шепард Ф.П. Морская геология (перевод с англ.) Ленинград, Недра, 1976. – 488 с.

Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев.: НАНУ, 1997. - 288 с.

Шульц С.С., Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Министерство геологии СССР. ВСЕГЕИ, Ленинград, Недра, 1991. - 144 с.

Щерба И.Г. Олистоостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника, 1975, № 5. - С. 97-108.

Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистоостромы Крыма и механизм образования // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1978, т. 53(4). - С. 23-34.

Щерба И.Г. Палеогеография и тектоника Майкопского бассейна Кавказа // Доклады АН СССР, 1989, том 306, № 5. - С. 1196-1200.

Щербаков О.А. Тектоника Вишерско-Чусовского Урала и методика палинспастических построений / Шарьяжное строение Урала и других складчатых областей. Уфа, 1986. - С. 17-31.

Элтер П., Тревизан Л. Олистоостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., Мир, 1976. - С. 183-195.

Юдин В.В. Изотопное датирование разрывов (на примере западного склона Северного Урала). / Геотектоника, 1982, № 4. - С. 14-17.

Юдин В.В. Варисциды Северного Урала. Ленинград, Наука, 1983. – 173 с.

Юдин В.В. Послойные срывы в чехле Печорской плиты - возможный объект поиска углеводородов. В кн.: Печорский нефтегазоносный бассейн. Сыктывкар, 1985. - С. 38-45. (Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР, вып. 52).

Юдин В.В. Происхождение Предуральского краевого прогиба. В сб.: Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар, 1988. - С. 90-97. (Труды ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 68).

Юдин В.В. Палинспастическая реконструкция сложно дислоцированных областей (на примере Урала, Приуралья и Пай-

Хоя). Сер. препринтов “Новые научные методики” Коми научного центра УрО АН СССР, Сыктывкар, 1990, вып. 33. - 24 с.

Юдин В.В. Балансированные разрезы. В сб.: Шарьяжно-надвиговая тектоника и поиски полезных ископаемых. М-лы науч. сессии ИГ АН Респ. Башкортостан. Уфа, 1992. - С. 55-56.

Юдин В.В. Симферопольский меланж. // Доклады Российской АН, 1993, т. 333, № 2. - С. 250-252.

Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, УИФ “Наука”, 1994. - 286 с.

Юдин В. В. Предгорная сутура Крыма // Геологический журнал. Киев, 1995. № 3-4. - С. 56-61.

Юдин В.В. Новая шарьяжно-меланжевая модель строения Крыма и нефтегазоносность. В сб.: “Нафта и газ України” т.1. Мат-ли науч.-практич. конф., Львів, 1995а. - С. 79.

Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий. // Геологічний журнал, 1996, № 3-4. - С. 115-119.

Юдин В.В. Происхождение верхнеюрских массивов Горного Крыма. М-лы научно-практич. конф.: “Формирование окружающей среды на урбанизированных территориях Крыма”. Симферополь, КИПКС, 1996а. - С. 25-27.

Юдин В.В. Меланжи Крыма. Міжнародна конференція: “Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі”. 14-18 травня. Тез. доп. Київ, 1996-б, - С. 62-63.

Юдин В.В. Структурные предпосылки нефтегазоносности Крыма // Геология нефти и газа. 1997. № 7. - С. 8-12.

Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Доклады АН. М., 1998, т. 363, № 5. - С. 666-669.

Юдин В.В. Предгорнокрымский потенциально нефтегазоносный район /Нафта і газ України. Зб. наук. праць. М-ли 5-й міжнар. конф.: “Нафта і газ України-98”, т. 1. Полтава, 1998а. - С. 309-310.

Юдин В.В. Происхождение известняковых массивов Главной гряды Крымских гор. Информационный листок Крымского респ. Центра научно-технической информации № 20-98. Симферополь, 1998б. - 4 с.

Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма // Доповіді НАНУ, 1999, № 2. - С. 139-144.

Юдин В.В. Кайнозойские олистостромы Крыма. М-ли Між-нар. наук.-практ. конф.: “Інженерний захист територій і об’єктів у зв’язку з розвитком небезпечних геологічних процесів”. Київ, 1999а. - С. 11-12.

Юдин В.В. Реконструкция неотектонических структур Крыма. В сб.: Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий (м-лы Междунар. науч.-тех. семинара 14-18 сентября 1998 г., Севастополь) Киев, УДНЭНТЗ, 1999б, ч. 1. - С. 137-142.

Юдин В.В. К дискуссии о тектонике Крыма // Бюлл. МОИП, 1999г, т. 74, вып. 6. - С. 52-58.

Юдин В.В. Геология Крыма на основе геодинамики. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкарский госуниверситет. 2000. - 43 с.

Юдин В.В. Конвергентные структуры Азово-Черноморского региона. В сб.: “Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології”. Наукове видання в 2-х томах. Київ, ІГН НАНУ, 2000а, т.2. - С. 98-102.

Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики / Приложение к научно-практическому сборнику “Вопросы развития Крыма”. Симферополь, Крымская АН, 2001. - 46 с.

Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб. В сб. докладов III Международной конференции “Крым-2001”: Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, “Таврия-Плюс”, 2001а. - С. 177 -183.

Юдин В.В. Прикрымская складчато-надвиговая зона. В сб. докл. III Междунар. конференции “Крым-2001”: Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, “Таврия-Плюс”, 2001б. - С. 183-191.

Юдин В.В. Хаотические комплексы юга Украины. / Регіональні геологічні дослідження в Україні та питання створення Держгеолкарти-200. Тез. доп. I науково-виробничної наради геологов-зйомщиків України 17-22 вересня, м. Гурзуф. Київ, 2001в. - С.194-195.

Юдин В.В. Геодинамическая модель Донбасса. В сб.: Доповіді та повідомлення Міжнар. уаукової конф., присвяченої 280-річчю відкриття М.Вепрейським та С.Чирковим кам'яного вугілля в Донецькому басейні. Луганськ, 13-14 грудня 2001 р. Луганськ. "Альма матер". 2002. - С.154-164.

Юдин В.В. Сбалансированная модель Симферопольской антиклинали. В сб.: Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Тезисы докл. IV Междунар. конф. "Крым-2002". Симферополь, 2002а. - С. 213-216.

Юдин В.В. Гераклеяская антиклиналь Юго-Западного Крыма. В сб.: Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Тезисы докл. IV Междунар. конф. "Крым-2002". Симферополь, 2002б. - С. 12-13.

Юдин В.В. Геодинамика Южного Донбасса: Монография. Киев, УкрГГРИ. 2003. - 92 с.

Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. Київ. УкрДГРІ, 2003а. №3. - С. 18-21.

Юдин В.В. Шарьяжное строение Южного Донбасса // Сбірник наукових праць УкрДГРІ, науковий журнал. 2004, № 2. - С. 108-115.

Юдин В.В. О необоснованности фиксистской концепции в Крыму. В кн.: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Сб. докладов 5-й Международной конференции «Крым-2003», Симферополь, 2004-а. - С. 271-280.

Юдин В.В. Шарьяж в Южном Донбассе // Доклады Академии наук. Москва. 2005, № 4, т. 402. - С. 511-514.

Юдин В.В. Геодинамические и структурные критерии коренной алмазности в Украине // Мінеральні ресурси України, 2005а, №2. - С. 9-12

Юдин В.В. Тектоника Южного Донбасса и рудогенез. Монография. Киев, УкрГГРИ, 2006. – 108 с.

Юдин В. В. Дважды опрокинутые складки Горного Крыма, как признак шарьяжного строения. В сб.: Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Тезисы докл. на VII Международной конференции «Крым-

2007 » (с. Николаевка, 10-16 сентября 2007 г). Симферополь 2007. - С. 67-69.

Юдин В.В. Тектонотипические разрезы Горного Крыма. Тезисы докл. 2-й Междунар. конф. Полевые практики в системе высшего профессионального образования (Крым, п.Трудолюбовка, 1-5 августа 2007 г.) Санкт-Петербург, СПбГУ, 2007а. - С. 74-76.

Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Монография. Киев, УкрГГРИ, 2008. - 116 с.

Юдин В.В. К методике картирования надвиговых структур. В кн.: Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми 13-16 апреля 2009 г. Том II. Сыктывкар, 2009, ИГ КНЦ УрО РАН, Геопринт. С. 188-190.

Юдин В.В. Структуры поп-ап в тектонике Крымского региона. / Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тезисы докл. Междунар. конф. «Крым-2009». Крым, Ялта 14-18 сентября 2009 г. Симферополь, 2009а. С. 22-25.

Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Крымская АН, Союзкарта. Симферополь, 2009 б.

Юдин В.В. Новые элементы залегания на геологических картах // Доповіді Національної академії наук України. Розд. «науки про Землю», №9, 2010.- С. 97-102.

Юдин В.В. Структуры поп-ап в тектонике мира и юга Украины. / Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сборник докладов VIII международной конференции «Крым-2009». Симферополь, 2010-а. - С. 51-67.

Юдин В.В. Сбалансированная тектоника Судакского района. В кн.: Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. М-лы Междунар. научно-практич. конф. Симферополь-Судак 27 сентября - 3 октября 2010 г. Судакские геологические чтения II (VII). Киев, Академперіодика. 2010б. - С. 233-235.

Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь, ДИАЙПИ, 2011. 336 с.

Юдин В.В. Структурная сбалансированность в тектонике Судакского района. В кн.: Актуальные проблемы геологии, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Доклады Междунар. науч.-практ. конф. (27 сент.- 3 окт. 2010а,

Симферополь-Судак). КО УкрГГРИ. Киев, Академперіодика, 2011а. С. 163-169.

Юдин В.В. Надвиговые структуры в обнажениях Крыма и правильная интерпретация ловушек углеводородов по данным сейсморазведки. // Збірник наукових праць УкрДГРІ, №4, 2011б. С.171-179.

Юдин В.В. Геодинамические структурные комплексы Крыма. В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Докл. IX Междунар. конф. «Крым-2011» Симферополь, 2011в. С. 35-59.

Юдин В.В. Проблемы картирования сложных геологических объектов Крыма. //Сб. Научных трудов: Строительство и техногенная безопасность. Вып. 43. (М-лы Междунар. научно-практич. конф.: Геостойкое строительство). Симферополь, НАПКС, 2011-г.- С. 117-127.

Юдин В.В. Тектоника карстового массива Чатырдаг в Крыму // Спелеология и карстология, № 8, Симферополь, 2012. С. 5-17.

Юдин В.В. Подкуэстовый надвиг Крыма. / «Полевые практики в системе высшего профессионального образования», IV Международная конференция. Тезисы докл. Крым, с. Трудолюбовка 29.07-6.08.2012. Симферополь, ДИАЙПИ, 2012а. С. 87-89.

Юдин.В.В. Классификация олистостром. Труды Крымской Академии наук, Симферополь, 2012-б .С. 150-162

Юдин В.В. Структурные этажи Крыма. / «Полевые практики в системе высшего профессионального образования», IV Международная конференция. Тезисы докл. Крым, с. Трудолюбовка 29.07-6.08.2012. Симферополь, ДИАЙПИ, 2012-в. С. 84-86.

Юдин В.В. Подкуэстовый надвиг Крыма. / «Полевые практики в системе высшего профессионального образования», IV Международная конференция. Тезисы докл. Крым, с. Трудолюбовка 29.07-6.08.2012. Симферополь, ДИАЙПИ, 2012-г. С. 87-89.

Юдин В.В. Геодинамические комплексы Крыма. О индивидуальности фаз и циклов тектогенеза Европы на примере Крымско-Черноморского региона. Книга. LAP LAMBERT Academic Publishin, Saarbrücken, Germany. ISBN 978-3-659-22619-9. Науки о Земле. 2012-д – 68 с. <http://ljubljkunigi.ru>.

Юдин В.В. Актуалистическая геодинамика Крыма за 20 лет. В сб.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа.

Тезисы докл. X междунар. конференции «Крым-2012». Симферополь, 2012-е. С. 39-40.

Юдин В.В. Олистоостромы Крыма и их сейсмическая интерпретация. Тезисы III Междунар. научно-практической конф.: Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур (Сейсмо-2012). Украина, АРК, г. Феодосия, пгт. Курортное, 16-22 сентября 2012г. Киев, УкрГГРИ, 2012 6 с.

Юдін В.В., Артеменко В.М. Нова збалансована модель Складчастого Донбасу. Сучасний металогенічний прогноз / Мінеральні ресурси України. 1996, № 2. - С. 14-16.

Юдин В.В., Герасимов М.Е. О надвигах Горного Крыма // Геофизический журнал, 2001, № 2, т. 23. - С.121-129.

Юдин В.В., Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К. Южнокрымская олистоострома // Доклады РАН, 2000, № 3, т. 371. - С. 358-361.

Юдин В.В., Гошовский С.В., Еременко Г.К. Геологическая интерпретация скважины Симферопольская-1. В сборнике докладов VI Международной конф. «Крым-2005»: Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, ДОЛЯ, 2006. - С. 87-98.

Юдин В. В., Ключко А. А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг). В кн.: Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). Материалы конф. "Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов". Симферополь, Таврия-Плюс, 2001. - С. 169-178.

Юдин В.В., Вишневская В.С., Курилов Д.В. Офиолитовые радиолариты Крыма в геодинамике Мезотетиса // Доклады Академии наук, 2009, т. 429, №1. Москва. С. 89-93.

Юдин С.В., Юдин В.В. Проблемы геодинамической интерпретации палеомагнитных данных Крыма. Тез. докл. 2-й Международной конф. «Полевые практики в системе высшего профессионального образования» (Крым, п. Трудолюбовка, 1-5 августа 2007 г.) Санкт-Петербург, С-Пб. гос. университет, 2007. - С. 76-79.

Юдин В.В., Юдин С.В. Реконструкция дивергентных этапов эволюции Черноморско-Каспийского региона. В кн.: Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Ук-

раины. Сборник докладов VII международной конференции «Крым-2007». Симферополь, 2008. - С. 80-101.

Юдин В.В., Юровский Ю.Г. Проблема геологических и тектонических карт Крыма. В кн.: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Сб. докладов 5-й Международной конференции «Крым-2003», Симферополь, 2004. - С. 285-289.

Юдин В.В., Юровский Ю.Г. Геологические тела, карты и разрезы. Учебное пособие. Симферополь. Мин-во образования и науки Украины, НАПКС, 2006. — 47 с.

Юдин В.В., Юровский Ю.Г. Неогеодинамика Крымско-Черноморского региона. В кн.: Строительство и техногенная безопасность. Сборник науч. трудов Междунар. конф. Геодинамика, сейсмическая опасность, сейсмостойкость сооружений (Алушта 15-22 мая 2011 г) Симферополь, НАПКС, 2011. С. 50-56.

Abbate F., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistolithes - Sediment. // Geol., 1970, vol. 4, N 314. - P. 521-557.

Beneo E. Accumuli tetriari da residementazione (olistostroma) nell Appennino Centrale e Franc sottomarine. // Bull. Serv. geol. Ital. 1956 vol 78, Fasc. 1/2. - P. 291-321.

Blake M. C and Jones D. L. Origin of Franciscan melanges in Northern California. In: Dott R. M. & Shavez R. H. (Ed.). Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ., 19, 1974. - P 345-357.

Boyer S. B., Elliott D. Thrust systems. // AAPC Bulletin, 1982, v. 66, № 9. – P. 1196-230.

Closs M. Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. // Geological Society of America Bulletin, 1982, 93. - P. 330-345.

Dahlstrom C.D.A. Balanced cross-section. // Canadian Journal of Earth Sciences. V.6. 1969. – P. 743-757.

Elliott D. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets: Royal Society of London Philosophical Transactions, 1976, ser. A., V.283. - P. 289-312.

Elliot D. Balanced cross-section, the method and programs: Stage 1, notes for course in thrust tectonics: Baltimore, Johns Hopkinc University 1980. - 55 p.

Geometries and mechanisms of thrusting, with special reference to the Appalachians. // Special Paper Geol. Soc. of Amer., № 222, 1988. - 236 p.

Gowan D. S. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. // Geological Society of American Bulletin, 1985, 96. - P. 451-462.

Guewa P. R. Middle to Late Cretaceous sedimentary melange, Franciscan Complex, northern California. // Geology, 1974, 3. - P. 105-108.

Flores G. Discussion of paper by E. Beneo: World Petrol. Congr. 4 th. part 1. Rome, 1955. - P. 121 - 122.

Marchetti M. The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. - In. Congr. Geol. Intern. 20th Ses. Mexico, 1957.

Melanges: Their nature, origin and significance (ed. L. A. Raymond). // Geological Society of America, Special Paper. N 198, 1984.

Mitra S. Duplex structure and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin. 1986. Vol. 70. - P. 1087-1112.

Page B. M. Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy. // Tectonophysics, 1978, N 3-4. - P. 223-246.

Richter D. Olistostrom, olistholit, olisthotrimma und olistoplacols Merkmale von gleitungs- und Resedimentations-Vorgängen infolge synsedimentärer tectogentischer Bewegungen in Geosynklinalen berichten. // Neues Jahrb. Geol. Und Paläontol. Abh., 1973, Bd. 43, H. 3. - P. 304-344.

Suppe J. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. Am. J. Sci., 283, 1983. - P. 684-721.

Triangle Zones and Tectonic Wedges A Special Issue // Bulletin of Canadian Petroleum Geology. Vol. 44, №2, 1996. - 428 p.

Woodward N.B., Boyer S. E., Suppe J. An outline of balanced section (second edition). 1985. Knoxville, University of Tennessee. Department of Geological Sciences, Studies in Geology. V.11. - 170 p.

Woodward N.B., Boyer S.E., Suppe J. Balanced geological cross-section: an essential technique in geological research and exploration. Short course presented at the 28 - th International Geol. Congress / Amer. Geophysical Union Washington. D.S. 1989. - 132 p.

Yudin V.V. Structural-geodynamical model of the Crimea and Seismicity. Abstr. L.P. Zonenshain memorial conf. on plate tectonics. Moscow. 1993. - P. 158-159.

СЛОВАРЬ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ

В словаре собраны, отредактированы и переинтерпретированы основные термины по структурной геологии, тектонике и геодинамике, которые применяются в отечественной и зарубежной геологической литературе и отражают современное состояние теории мобилизма. Приведены понятия смежных областей геологии, поясняющие геодинамические модели и список основных использованных источников.

После названия термина в скобках дан перевод, а при необходимости - разные его трактовки. Рассмотрены многолетние ошибки и заблуждения в толковании некоторых понятий. На примерах геологии Украины и мира приведены примеры современных структур, процессов и их актуалистических аналогов. При определении терминов курсивом выделены слова, включенные в словарь как отдельная статья.

А

Автохтон - (от греческого своя земля), геологический объект на месте своего образования. В тектонике автохтон – лежащее крыло надвига (шарьяжа) или основание олистостромы. В традиционном понимании - участок земной коры под надвинутым висячим крылом тектонического покрова, не испытавший значительных горизонтальных перемещений. В современной актуалистической геодинамике плиты перемещаются мантийными конвекционными токами. Поэтому активно двигаются лежащие крылья эндогенных шарьяжей, а висячие (в островных дугах и активных окраинах) - относительно стабильны. Термин “автохтон” традиционно сохранился как морфологический. Генетически он корректен лишь для основания экзогенных гравитационных покровов и *олистостром*, которые перемещены на автохтон с места своего образования, а также для *ретронадвигов*. Обычно автохтон сложен иными породами, чем аллохтон и менее дислоцирован.

Аккреция (разрастание) – длительное наращивание края континентальной плиты при субдукции и коллизии за счет приращения островных дуг и террейнов, а также за счет скупивания океанических осадочных пород. Пример - последовательное при-

членение к мегаконтиненту микроконтинентов и террейнов Украины, Скифия и Крыма.

Активная окраина плиты - структурная зона, связанная с субдукцией и поддвигом под нее другой плиты с океанической или континентальной корой. Характеризуется сложным складчато-надвиговым строением, горным рельефом, метаморфизмом. В 90–150 км по падению зоны конвергенции в параллельной полосе проявляется активно-окраинный или островодужный магматизм. Современные примеры: Анды, Кордильеры, западно-тихоокеанские и восточно-индоокеанские окраины Азии.

Актуалистическая геодинамика - комплексная наука, созданная в результате синтеза данных геотектоники, геофизики, петрологии и геохимии. Изучает всю совокупность глубинных эндогенных и экзогенных процессов, изменяющих литосферу, ее эволюцию и структуру, подразумевая полное использование принципа актуализма. Подразделяется на эндогенную (называемую геодинамикой) и экзогенную (экзогеодинамику). Каждая из них, при рассмотрении древних и современных процессов, подразделяется на разделы: палео- и нео-, эндо- и экзогеодинамику, охватывая всю совокупность процессов и структур. *Геодинамика* объединяет теории *тектоники плит* и *тектоники плюмов*.

Аккреционная призма (клин) – сложный складчато-надвиговой комплекс осадочных, магматических и динамометаморфических пород, формирующихся у подножия островодужного или окраинно-континентального склона над субдуцирующей океанической плитой.

Аллохтон (от греческих слов “другая земля”) - дословно - геологическое тело, перемещенное с места своего образования. Применяется в литологии, палеонтологии и др. В тектонике с 18 века - это крупное висячее крыло надвига и шарьяжа с амплитудой от километров до сотен км или перемещенные комплексы олистостром. Поскольку эндогенные надвиги генетически являются поддвигами и конвекционными токами мантии фактически перемещаются автохтоны, термин для эндогенных структур сохранился традиционно, в структурно-морфологическом смысле. Полностью аллохтон отвечает определению для олистостром, гравитационных шарьяжей и висячих крыльев ретронадвигов. Аллохтон резко отличается от ниже лежащего автохтона по составу пород, по мощностям, а также по большей степени метаморфизма и дислоцированности.

Андезит - вулканическая порода среднего состава, состоящая преимущественно из плагиоклаза и цветных минералов, характерна для магматизма активных окраин.

Антеклиза - крупная, в десятки - сотни квадратных километров, пологая антиклиналь с маломощным осадочным чехлом на кратонах.

Антиклиналь - (от греческого - против, вне наклона), складка, направленная выпуклостью вверх. Ядро сложено более древними породами, чем крылья.

Антиклинорий - очень крупная (в несколько десятков или сотни км) вытянутая антиклинальная структура горно-складчатых областей, осложненная более мелкими складками и разрывами разных порядков. Ядро сложено древними породами, крылья - более молодыми. Термин гипотезы фиксизма. Недопустим к применению при отсутствии второго крыла структуры, сложенного разновозрастными породами, как, например, в Горном Крыму, на Урале и др. Возможные заменители термина: *структурная зона, шарьяж-антиклинорий, меганатпорий, шарьяж-моноклинорий* и др.

Антиформы - складки с выпуклостью вверх, но с породами в ядре более молодыми, чем на крыльях. Формируются в опрокинутом крыле ныряющих складок, связанных с шарьяжами. Синоним - дважды опрокинутая складка, антиформная антиклиналь. При смятии опрокинутого крыла в изоклинальные лежащие складки можно говорить о дважды или неоднократно опрокинутых складках.

Б

Батолит - крупное интрузивное тело площадью более 200 км², сложенное большей частью гранитоидами. Образуются на значительной глубине при коллизии континентов.

Блок - относительно стабильный участок земной коры, ограниченный разрывами. Блоки, ограниченные надвигами, правильнее называть тектоническими пластинами, чешуями; ограниченные сдвигами - пулл-апарт (растянутые и опущенные) или поп-ап (сжатые и приподнятые). В геологоразведке блоком также называют участок рудного поля, месторождения или рудного тела, с близкими геолого-промышленными параметрами.

Брекчии (от итальянского ломка) - обломочные породы, состоящие из неокатанных фрагментов более 1 см и сцементированные осадочным, гидротермальным или вулканогенным материалом. Брекчии бывают осадочного,

вулканического, карстового и тектонического происхождения. Эндогенно-тектонические брекчии формируются в сместителях взбросо-надвигов, сдвигов, сбросов и состоят из пород крыльев разрывов. Крупные зоны брекчий называются *меланжем*. Экзогенно-тектонические брекчии гравитационного происхождения составляют матрикс *олистостром*.

Будинаж – процесс растяжения пластов жестких пород, расположенных среди пластичных, на линзовидные блоки-будины, размерами от миллиметров до десятков километров. Будинаж характерен при динамометаморфизме в послонных срывах - *флэтах* и в *детахменте*.

В

Взброс - разрыв с крутым (более 45°) наклоном сместителя, возникающий при тангенциальном сжатии. Висячее крыло взброса перемещено вверх относительно лежащего. Разделяются на *согласные* (если поверхность сместителя и слои на крыльях падают в одну сторону) и *несогласные* (если слои и сместитель взброса падают в разные стороны).

Впадина – относительно изометричный в плане погруженный участок земной коры, заполненный осадочными или вулкано-осадочными отложениями.

Г

Габбро - интрузивные полнокристаллические породы основного состава, состоящие из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, нередко с титаномagnetитом, magnetитом. Разновидности: оливинное габбро (наряду с пироксеном присутствует оливин), роговообманковое габбро, норит (с ромбическим пироксеном) и др. Составляет нижнюю часть океанической коры. В присутственных зонах слагает кластоциты офиолитовых меланжей, в горячих точках на кратонах – тела и ксенолиты в траппах, расслоенных массивах и др.

Геодинамика - наука о тектонических процессах внутри и на поверхности Земли, рассматривающая перемещения вещества и энергии. Главной причиной движений считаются мантийные конвекционные токи, приводящие в движение литосферные плиты и их фрагменты. Геодинамика синтезирует данные многих разделов геологии - геотектоники, стратиграфии, геофизики, петрологии, геохимии, литологии и др., используя на основе фунда-

ментальных законов физики и математики аналоговое и физическое моделирование.

Геодинамика историческая (палеогеодинамика) - совокупность исследований с целью восстановления геодинамических процессов прошлого. Важное место занимает изучение кинематики движения литосферных плит, являющейся причиной тектонических процессов в земной коре и складчатости, помогает пониманию магматических процессов. В реконструкциях опирается на формационные, структурные и палеомагнитные данные.

Геодинамическая карта - картографическое изображение участка земной коры, отражающее современное распределение по площади и на глубине тектонических структур, разновозрастных геодинамических комплексов, а также их структурно-метаморфических преобразований и элементов эволюции региона. Базируется на теории тектоники литосферных плит и плюмов. Основным критерием правильности является возможность палинспастической реконструкции разновозрастных палеоплит, террейнов, окружающих их коллизионных швов, формаций и складчатонадвиговых структур.

Геодинамический комплекс - естественная ассоциация структурно-вещественных (литодинамических) объектов, сформированных в конкретной геодинамической обстановке и образующих закономерные пространственно-временные сочетания, определяемые обстановкой формирования.

Геодинамические модели - карты, разрезы и схемы, основанные на теории тектоники плит и плюм-тектоники. Отражают современное положение древних литодинамических комплексов, включают реконструкции геодинамических режимов и палеоплит с положением их в пространстве с учетом структурной и палеомагнитной палинспастики.

Геоманитная полярность (полярность геоманитного поля) - положение палеомагнитного полюса относительно современного геоманитного полюса или относительно пути движения древнего палеомагнитного полюса. Прямая геоманитная полярность – современная; обратная геоманитная полярность - когда северный палеомагнитный полюс находился в южном полушарии.

Геотектоника - раздел геологии о строении, движениях и эволюции земной коры, о структурах, закономерностях их расположения и развития.

Гипербазиты - мантийные ультраосновные породы, состоящие преимущественно из оливина, пироксенов, амфиболов и незначительного количества плагиоклаза. В близповерхностных условиях неустойчивые и часто серпентинизированы. Встречаются в составе офиолитовой ассоциации среди кластолитов присутурных меланжей, в кимберлитовых трубках, реже в ксенолитах базальтов горячих точек и расслоенных массивах кратонов.

Глубинный разлом (ГР) – по А.В. Пейве крупнейшие разрывы Земли с четырьмя признаками выделения: 1- планетарная протяженность; 2- значительная, мантийная глубина заложения; 3- большая, до десятков млн. лет, длительность тектонической активности; 4- разделяет блоки коры с разной структурой, строением и историей развития. Всем четырем критериям выделения термина ГР отвечают только древние коллизионные швы (*сутуры*) и современные зоны *субдукции* и *коллизии*. У поверхности синхронный магматизм в ГР отсутствует и выражен в параллельной полосе на расстоянии 90-150 км по падению сместителя [Хаин, Ломизе, 1995 и др.]. Основоположник концепции ГР А.В. Пейве в своих последних работах от нее отказался и разделял идеи геодинамики. В зарубежной литературе термин ГР отсутствует, вследствие чего его можно считать устаревшим. Многочисленные ГР, выделенные в Крыму и др. регионах в большинстве не отвечают всем критериям выделения и поэтому проблематичны.

Гондвана - древний суперконтинент, включающий материки южного полушария (Южную Америку, Африку, Австралию и Антарктиду).

Горячая точка (плюм) – область коры над длительным (в десятки млн. лет) локальным и активным проявлением щелочного базальтового магматизма вследствие поднятия струи вещества из нижней мантии. Не связана с верхнемантийными процессами рифтогенеза и спрединга тектоники плит. Горячие точки – предполагаемый след (выход на поверхность) относительно стабильных в пространстве мантийных струй, над которыми двигаются литосферные плиты. Примеры - Гавайские вулканические острова и подводный Императорский хребет, Исландия и др.

Горст (от немецкого "возвышенность") - структура, образованная двумя падающими в противоположные стороны

сбросами. Часто ошибочно трактуется как поднятый блок сформированный при сжатии. Реально горст - остаточное псевдоподнятие, центральная часть которого менее опущена, чем прилегающие блоки - *грабены*. Формируется при рифтогенезе в условиях растяжения земной коры, не поднимаясь выше плечей-крыльев рифтовой системы.

Грабен (от немецкого “ров”) – вытянутый опущенный блок земной коры, ограниченный встречно падающими сбросами. Формируется при рифтогенезе в условиях растяжения земной коры.

Граниты – полнокристаллические породы кислого состава, богатые кремнеземом. Состоят из кварца, полевых шпатов и цветных минералов (биотита, мусковита, роговой обманки). Выделяются два основных типа гранитов: магматические (интрузивные, анатектические) и метасоматические, возникшие в процессе переработки метаморфических пород в зоне гранитизации. Характерны для геодинамического режима коллизии и поздней субдукции.

Границы плит дивергентные - границы раздвигающихся плит, в которых образуются рифтовые зоны и оси спрединга срединно-океанских хребтов. В зонах раздвигов магма внедряется с образованием дайковых комплексов и образуется новая океаническая кора. Характерен базальтовый магматизм от толеитового до щелочного.

Границы плит конвергентные - границы сходящихся плит. При конвергенции океанической и континентальной коры первая обычно пододвигается под континентальную (*субдукция*), реже надвигается (*обдукция*). При схождении континентальной коры происходит *коллизия* с формированием сутуры, коллизионного орогена и краевого прогиба.

Границы плит трансформные - зоны очень крупных сдвигов, обычно в океанической коре, вдоль которых происходит левостороннее или правостороннее скольжение без уничтожения и наращивания земной коры.

Д
Дайка (от английского “стена”) – пластинообразное, вертикальное или крутопадающее тело, секущее вмещающие породы и образованное при заполнении магмой раздвигов.

Дезинтеграция - процесс, приводящий к распаду породы на фрагменты под влиянием эндогенного и экзогенного тектонического воздействия.

Депрессия – значительная по площади область прогибания и понижения земной поверхности.

Деструкция - разрушение (раскол) сложившихся соотношений слоев земной коры. В основном связано с дивергенцией (рифтогенезом и спредингом, сопровождаемыми раздвигами и сбросами, реже сдвигами).

Детачмент (деколлемент) - базальный послыйный срыв между складчато-надвиговыми структурами осадочного чехла и фундаментом (крупный региональный *флэт*). Обычно проходит по соленосным и глинистым толщам рифтогенного комплекса пассивных окраин и краевых прогибов (например, Урал и Приуралье, Загрос, Южный Донбасс). В англоязычной литературе – значительный послыйный срыв.

Диаклазы – трещины в горных породах без существенных смещений.

Дигитация - усложнение формы тектонического покрова (шарьяжа) в результате расчленения (расчешуивания) на несколько частных покровов.

Динамометаморфизм - структурное и минералогическое преобразование породы под воздействием тектонических процессов и давления. Характерен в зонах субдукции, коллизии и в сутурных швах. Образует катаклазиты, милониты, различные сланцы и др. Наиболее глубокая - фация голубых (глаукофановых) сланцев, формируется при низких (в 250-600°) температурах и высоких (в 10-40 кбар) давлениях в сутурных зонах основания офиолитовых покровов и в современных зонах субдукции.

Диориты – глубинные аналоги андезитов. Группа полнокристаллических пород среднего состава (от габбродиоритов до гранодиоритов), состоящих из плагиоклазов разной основности, амфибола, пироксена (габбродиориты), биотита, кварца, калиевого полевого шпата. Характерны для островодужного и активно-окаинного магматизма.

Дислокации - деформации пород, связанные с тектоническими движениями эндогенного и экзогенного происхождения. Подразделяются на разрывы, трещины-диаклазы и складки.

Дрейф континентов - изменение положения континентов и террейнов во времени. Мобилистская гипотеза, высказанная А. Вегенером, впоследствии количественно обоснованная и получившая дальнейшее развитие благодаря глубоководному

бурению, стратиграфическим, палеомагнитным, астрономическим и др. данным. Ныне является главной составной частью *тектоники плит и актуалистической геодинамики*.

Дуга-желоб брешь, разрыв – формирование полосы магматизма (вулканической дуги), расположенной по падению от выхода на поверхность зоны субдукции (глубоководного желоба) на расстоянии 90-150 км (иногда до 500 км) в зависимости от угла ее наклона.

Дуга островная вулканическая – дугообразная, в плане, цепь вулканических островов, образующихся над зоной субдукции, на активных конвергентных границах плит. Дуги обычно включают два обязательных структурных элемента: глубоководный желоб (со стороны океана) и собственно вулканическую островную дугу, отдаленную от желоба на 90-150 км, редко до 500 км. Магма вулканической дуги генерируется на глубинах более 50 км из пододвигающейся плиты. В тылу островной дуги образуется глубоководный задуговый бассейн окраинного моря с новообразованной субокеанической корой. Примеры - Япония, Курильские, Индонезийские о-ва.

Дуга островная энциалическая - система структур зоны перехода океан - континент, в которой фундамент вулканической дуги сложен континентальной корой микроконтинента или террейна предшествующего этапа развития. Пример - о. Камчатка.

Дуга островная энциматическая - система структур, возникшая в результате конвергентного взаимодействия плит, сложенных океанической корой, с образованием вулканической островной дуги. Пример - Марианские острова.

Дуплексы - надвиговые чешуи S-образной формы типа «конского хвоста» и складки, удваивающие (дуплексирующие) мощность осадочного разреза при срыве по пластичным горизонтам в ходе смятия слоев. Представляют собой серию рэмповых антиклиналей, ограниченных снизу подошвенным и сверху кровельным надвигами. Подошвенный надвиг обычно связан с субгоризонтальным *детачментом*, приуроченным к пластичной толще основания осадочного чехла на границе с жесткими породами фундамента.

Е

Естественная намагниченность - остаточная намагниченность, закрепленная в магнитных (магнитноупорядоченных) ми-

нералах горных пород. Отпечаток прошлого геомагнитного поля, позволяющий восстановить историю движения континентов, осуществлять палеотектонические реконструкции и создать геомагнитную шкалу.

Ж

Желоб глубоководный - узкий глубоководный трог в океане, линейно вытянутый вдоль вулканической островной дуги или активной континентальной окраины. Согласно тектонике плит – зона погружения (субдукции) океанической коры. Отвечает всем трем признакам выделения *глубинного разлома* с глобальным, длительным и аномальным проявлением тектонических процессов. Примеры - Зондский, Перуанский, Марианский желоба.

З

Задуговый бассейн – краевое (окраинное море) с субокеанической корой, с глубиной 2-4,5 км, расположенное в тылу островной дуги или зоны конвергенции. Обычно формируется *задуговым спредингом* и заполнен осадками большой мощности. Примеры - моря Черное, Японское, Андаманское, Банда.

Земная кора - верхняя твердая оболочка Земли, лежащая на мантии; верхняя часть литосферы, располагающаяся выше сейсмической границы Мохоровичича.

Зона разлома поперечная – термин, обычно используемый в понимании *трансформный разлом* в океанической коре. В континентальной геологии – разрыв, расположенный под большим углом к основным структурам, сформированным одновременно. При выделении требует особо тщательного комплексного обоснования, поскольку вызывает трудности при палинотестической реконструкции.

И

Изоклиальная складка - складка, у которой крылья наклонены в одну сторону и залегают почти параллельно.

Инверсии геомагнитного поля - изменения полярности магнитного поля Земли. Обнаружены и изучены по палеомагнитным данным в разновозрастных разрезах мира, являются наиболее точным способом глобальной возрастной корреляции.

К

Катаклиз - нарушение внутреннего строения горных пород при дроблении в зоне разрывов.

Квазисубдукция (псевдосубдукция) - процесс пододвигания субокеанической коры в зоне конвергенции под континентальную. Характеризуется сходными с субдукцией структурами, но с меньшими масштабами формирования аккреционного клина, желоба обычно заполненного осадками, активно-окраинного магматизма, сейсмичности и др. Квазисубдукция характерна при закрытии субокеанических задуговых бассейнов. Пример - Прикрымско-Кавказская зона Черного моря.

Кинематика движения литосферных плит - основа актуалистической геодинамики. Литосферные плиты в первом приближении принимаются жесткими телами и их движения на сфере подчинены строго геометрическим правилам. Смещения определяются по линейным магнитным аномалиям, палеомагнитным определениям возраста пород и др. По ним рассчитываются полюсы вращения ансамбля плит для любого момента времени и относительные движения плит. Для оценки абсолютных движений плит используются палеомагнитные данные о координатах палеомагнитных полюсов отдельных плит, данные о положении горячих точек и зон субдукции, менее подвижных, чем литосферные плиты.

Кинк зона (от английского кинк – “излом”) – резко угловато-изломанные в разрезе пласты флексур или замков складок, называемых кинк-складками.

Кластолит (дословно “обломанный камень”) – глыба в эндогенном микстите (меланже). По контуру обычно имеет следы тектонической переработки с зеркалами скольжения, тектоническими брекчиями и новообразованными гидротермальными минералами. Состав – от вмещающих жестких толщ до экзотических пород, отсутствующих на поверхности в крыльях разрыва. Размеры кластолитов от дециметров-метров до сотен метров и первых километров. Примеры - глыбы известняков карбона и перми в Симферопольском меланже.

Кливаж - расщепление пород, главным образом, осадочных, по параллельным трещинкам при их эпигенезе, метаморфизме и деформациях.

Клипп (клиппен) - изолированный *тектонический останец*, сохранившийся при размыве аллохтонной пластины шарьяжа. На картах клиппы расположены на периферии фронта

покрова и выглядят как отдельные массивы из относительно древних пород, располагающихся гипсометрически выше молодых.

Коллаж – аккреционная тектоническая мозаика, совокупность разномасштабных разновозрастных террейнов и микроплит, которые сближены при конвергенции из разных районов. После коллизии террейны и микроплиты по всему периметру ограничены сутурами, имеют разные палеомагнитные координаты, палеобиоту и формационные комплексы.

Коллизия (от английского “столкновение”) - процесс столкновения литосферных плит, микроконтинентов, террейнов или островных дуг, состоящих из континентальной и субконтинентальной коры. Сопровождается складчато-надвиговыми деформациями, утолщением и скупиванием литосферы, горообразованием, палингенным магматизмом, накоплением моласс в краевом и тыловом прогибах и формированием коллизионной сутуры. Результаты процесса - Гималаи, Тянь-шань, Альпы.

Конвекция - перенос тепла (тепловая) или перенос потоками вещества разной плотности (гравитационная). Происходит в газовых, жидких и твердых средах. Естественная конвекция возникает в поле силы тяжести при нагреве вещества снизу и наличии в Земле фрагментов с разным удельным весом. По современным взглядам в мантии происходят конвективные движения, которые перемещают литосферные плиты и террейны.

Конвергентные границы плит - границы сходящихся и сталкивающихся плит. При схождении океанической коры происходит субдукция, при схождении континентальной - поддвиг и коллизия.

Конседиментационные складки – складки, образованные одновременно с осадконакоплением.

Континентальная кора (КК) - тип земной коры континентов, микроконтинентов, их окраин, а также части внутренних и окраинных морей. Существенно отличается от океанической коры по строению, свойствам и истории формирования. Средняя мощность КК до границы Мохоровичича составляет 35-40 км, варьирует от 10 км под континентальными окраинами, до 80 км под молодыми горными системами. Сверху вниз КК сложена осадочным слоем (0-20 км), ниже - гранитно-метаморфическим (15-30 км) и, через границу Конрада, гранулитно-базитовым слоем (около 14 км). С позиций актуалистической геодинамики КК представляет собой коллаж

разновозрастных плит, террейнов и складчато-надвиговых областей, сформированных с архея до кайнозоя.

Континентальный склон – часть окраины континента от бровки шельфа до абиссальной равнины или желоба. В случае задуговых морей внутри континента (как, например, Черное море) термин некорректен и заменяется синонимом “батиаль”.

Корни покрова - зона, в которой изначально залегали породы тектонических покровов. Обычно это коллизийная сутура или региональный надвиговый меланж.

Краевой прогиб (КП) – надрегиональная линейная отрицательная структура, сформированная в лежащем крыле коллизийной сутуры на пассивной окраине плиты. Заполнен синороженным комплексом формаций (флиш, нижняя и верхняя молассы с обломками офиолитов). Характерен низкий тепловой поток, магматизм отсутствует. Обычно КП состоит из крупных впадин, разделенных поперечными поднятиями. Выделяется более сложная, погруженная, осложненная надвигами и складками внутренняя и более простая внешняя структурные зоны. КП формируются длительно при конвергенции от периода субдукции до окончания коллизии и имеют скользящие во времени границы орогенных формаций. Синоним – передовой прогиб. Примеры - Предуральский, Предскифийский, Предкарпатский КП.

Кратон - в современной геодинамике очень крупный, длительно тектонически стабильный и жесткий блок континентальной земной коры. Не вполне корректный синоним термина - *плита*, поскольку плиты могут состоять и из океанической коры. В геосинклинальной концепции плита выделялась по другим критериям и понималась как часть платформы с мощным осадочным чехлом. Поэтому нежелательно использование как синонима термина *платформа*. Пример - Восточноевропейский кратон.

Кристаллические сланцы - метаморфические породы средней и высокой ступени метаморфизма, образованные при направленном давлении. Различают орто- и парасланцы, образованные, соответственно, по магматическим и осадочным породам.

Л

Лежащая складка - складка с субгоризонтальными крыльями и осевой поверхностью.

Линеамент (от латинского - линия, черта) - по определению (У. Хоббс, 1904) это линейные или дугообразные элементы рельефа или выраженные в нем структуры (геоморфологический термин). С развитием дешифрирования аэрокосмических материалов и при интерпретации геофизических полей линеаменты понимаются как линейные широкие зоны в сотни и тысячи км, пересекающие кратоны и орогены. Априори некорректно считаются зонами повышенной трещиноватости или "глубинных разломов". Для доказательства связи с разрывами и аномальным проявлением диаклазов требуют четкого структурно-геологического обоснования.

Линейные магнитные аномалии - закономерно чередующиеся положительные и отрицательные удлинённые магнитные аномалии, вытянутые параллельно срединно-океаническим хребтам. Являются основой магнитохронологической шкалы. Объединяются с изотопными, биостратиграфическими и геоморфологическими данными в концепцию раздвижения дна океана (спрединга).

Листрический разрыв (похожий на совковую лопату) - разрыв с крутым сместителем у поверхности, который постепенно выполаживается до субгоризонтального на глубине. Термин морфологический, используется при описании и сбросов и надвигов. Примеры - большинство надвигов, выделенных по сейсмо-разведке в акватории Черного и Азовского морей.

Литодинамический комплекс – см. формация

Литосфера – внешняя, жесткая и упругая оболочка Земли, включающая в себя земную кору и часть верхней мантии до астеносферы. Мощность литосферы под океанами (за пределами гребней срединных хребтов) - 50-80 км, под континентами – более 200 км. Считается, что литосфера расколота на сравнительно жесткие плиты, которые движутся по менее жесткой астеносфере.

Лозанж - цепочка или зона ромбовидных блоков, образованных при хрупких нарушениях в сместителях разрывов. В надвигах оси блоков субпараллельны, а в сдвигах - располагаются под углом к сместителю.

М

Магнитостратиграфическая шкала - шкала геомагнитной полярности, привязанная к биостратиграфической и изотопной шкалам. Построена на основании изучения конкретных геологических разрезов и скважин, с выделением интервалов

(зон) прямой и обратной геомагнитной полярности. Разработана для фанерозоя и части рифея.

Магнитотектоника - раздел палеомагнитологии, изучающий по направлению естественной остаточной намагниченности глобальные, региональные и локальные движения литосферы с реконструкциями положения палеоплит и террейнов. Надежные магнитотектонические реконструкции возможны в сочетании с другими геолого-геофизическими данными.

Матрикс - полностью дезинтегрированная порода в зонах меланжей и олистостром. Матрикс меланжей сложен беспорядочным скоплением мелких обломков пород, ранее слагавших крылья надвига, обычно с мелкими и разнообразными проявлениями гидротермальных минералов. Матрикс олистостром состоит из оползающих обломочных пород, локальных тел отдельных оползней, селей, коллювиальных, делювиальных шлейфов и других образований в составе гравигенного комплекса без гидротермальной минерализации.

Меганапнорий - сложно построенная надрегиональная шарьяжная структура с контрастным денудационным срезом. Осевая часть сложена тектоническими останцами - клиппами (наппами) из более древних пород, чем в тылу аллохтона и в автохтоне. При рассмотрении геологической карты напоминает *антиклинорий*. В разрезе строение шарьяжное, из серии высокоамплитудных надвигов. Пример - Горный Крым в модели Ю.В. Казанцева и Тектонической карты Украины 2008г

Меланж (от французского – “смесь”) – эндогенный, хаотический комплекс брекчированных пород в сместителе высокоамплитудного надвига, реже сдвига. Состоит из глыб-кластолитов разного состава, размера и возраста, а также из тектонически перетертой массы - *матрикса*. По составу кластолитов меланжи делятся на мономиктовые (из одинаковых по составу глыб) и полимиктовые, на осадочные, вулканогенные, серпентинитовые, офиолитовые, автокластические, эвапоритовые и др. В отличие от мелких зон брекчирования, меланжи представляют собой крупные отдельные геологические тела, которые картируются и отражаются на разрезах наряду со стратиграфическими, метаморфическими и магматическими комплексами. Примеры – региональные меланжи Южного Донбасса и Крыма.

Метаморфизм - эндогенный процесс, с которым связаны изменения структуры, химического и минерального состава

горных пород при повышенных температурах и давлениях, отличающихся от условий их первоначального образования. Выделяются: региональный (со ступенями – гранулитовый, амфиболитовый и зеленокаменный), контактовый, гидротермальный, динамометаморфизм, аутометаморфизм и др.

Микроплита – относительно небольшая литосферная плита, размерами в первые сотни км, ограниченная зонами конвергенции или дивергенции, а в палеогеодинамике – сутурами. Примеры – Черноморская, Аравийская.

Микстит - (по Л. Шермерхону, 1966, от слова *mix*- смешивать) - хаотический комплекс пород. При экзогенном, осадочно-оползневом происхождении называется олистоостромой, при эндогенно-тектоническом происхождении - меланжем.

Микститы ледниковые – древние литифицированные морены (тиллиты по А.Пенку, 1906). Образуют стратифицированные тела большой протяженности, мощностью от десятков до сотен метров.

Милонит – интенсивно деформированная, рассланцованная и тонко перетертая порода с отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Образуется в зонах дробления и перетирания, обычно вдоль надвигов и взбросов.

Мобилизм – совокупность тектонических гипотез и теорий, допускающих ведущую роль горизонтальных движений земной коры и крупные горизонтальные перемещения континентальных масс.

Моласса – формация, образованная при размыве гор. Разделяется на нижнемолассовую (морскую, сероцветную) и верхнемолассовую (континентальную, красноцветную, сленосную или угленосную). Представлена грубообломочными породами с большой скоростью осадконакопления. Конвергентные молассы - полимиктовые, характерны для краевых и тыловых прогибов, содержат обломки офиолитов и, особенно, яшм-радиоляритов. В дивергентных рифтогенных прогибах состав обломков в молассе - моно-олигомиктовый.

Моноклиналь - структура с одинаковыми элементами залегания.

Н

Надвиг - разрыв с пологим, менее 45° (или не более 60° по В.В. Белоусову) наклоном сместителя, в котором висячее крыло расположено выше и надвинуто на лежащее. Эндогенные надвиги образуются при тангенциальном сжатии, экзогенные - при грави-

тационном оползании и гляциодислокациях. Висячие крылья надвигов у поверхности обычно более дислоцированные и сложены более древними породами, чем лежащие. В актуалистической геодинамике большинство эндогенных надвигов называют по традиции. Генетически они являются *поддвигами*, поскольку реально формируются при поддвигании лежащего крыла активной двигающейся нижележащей литосферной плиты под пассивный и, относительно, стабильный *аллохтон*. Надвигами в полном морфо-генетическом смысле являются гравигенные шарьяжи и *ретронадвиги*.

Надвиг подошвы - надвиг, ограничивающий снизу покров из нескольких надвинутых друг на друга крупных аллохтонов.

Надвиг кровли - надвиг, ограничивающий покров сверху.

Наклонная складка - складка, осевая поверхность которой не вертикальная.

Некомпетентная порода – относительно пластичная горная порода, по которой происходит послыйный срыв - флэт. Примеры - эвапориты, угли, глины, сланцы.

Неотектоника - раздел тектоники, изучающий эндогенные и экзогенные структуры и процессы, образованные и проявлявшиеся в неоген-четвертичное время, включая современные.

Несогласное залегание: 1 - залегание пород со стратиграфическим перерывом и выпадением значительной части разреза, а также со стратиграфическим угловым или азимутальным несоответствием; синоним - стратиграфическое несогласие. 2 - породы, разделенные разрывами (надвигами, гравигенными и эндогенными сбросами и др.); синоним – тектоническое несогласие.

О

Обдукция – процесс надвигания (шарьирования) океанической коры на континентальную с образованием аллохтонного хаотического комплекса офиолитов. В генетическом смысле - процесс субдукции и коллизии, при котором офиолитовые комплексы оказались на континентальной коре. Пример – Урал.

Океаническая кора - покрывает 70% Земли, выделена по данным геофизики, бурения, драгирования, а также изучения глубинных ксенолитов и *офиолитов* в складчато-надвиговых областях. По строению, химическим и физическим свойствам существенно отличается от континентальной. Имеет возраст не более

170 млн. лет и мощность 5-10 км. Сверху вниз состоит из трех слоев: **слой 1** – глубоководные бескарбонатные пелагические осадки; **слой 2** – базальтовый, мощностью около 1-2,5 км: сверху – подушечные лавы и потоки, ниже – комплекс параллельных даек; **слой 3** – (около 5 км) сверху состоит из габбро, ниже – из расслоенного габбро-пироксенитового комплекса. Океаническая кора подстилается ультраосновными породами верхней мантии – перидотитами. Образуется при спрединге и внедрении базальтовой магмы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. На континентах фрагменты палеоокеанической коры встречаются в глыбах офиолитовых меланжей коллизионных сутур.

Олистолит – оползневой массив, обломок прочных пород в составе олистоостромы, размерами от метров до первых километров и смещенный на расстояние от первых метров до десятков километров. Примеры – известняковые массивы Крыма в окрестностях Ялты, Гурзуфа, Судака.

Олистоплак – очень крупная пластина жестких пород, сползшая в составе олистоостромы. Большой плоский или линзовидный олистолит, размерами от многих сотен метров до первых десятков километров. Пример – Долгоруковский массив известняков, размерами 20X20 км в составе Горнокрымской олистоостромы.

Олистоострома (от греческого – ползти, накапливаться, скользящая подстилка) – региональное хаотическое скопление чужеродных несортированных обломков и отдельных массивов во вмещающей массе (матриксе) гравитационно-осадочного происхождения. Состоит из массивов твердых пород – олистолитов и вмещающего матрикса. При оползании матрикс дезинтегрирован в условиях низких температур и давлений. Состав и возраст олистолитов обычно одинаковый, соответствующий строению корневого (неоползшего) района. Олистоострома – результат надводных и подводных оползней или переоотложения более древнего осадочного материала на склонах пассивных и активных окраин плит. Примеры – Горнокрымская и Массандровская олистоостромы Горного Крыма.

Опрокинутая (запрокинутая) складка – складка, осевая поверхность и оба крыла которой падают в одну сторону. Типичны для аллохтонов высокоамплитудных надвигов.

Орогенез (горообразование) – Процесс резко повышенной активизации эндогенных тектонических процессов, приводящих к формированию контрастного, более чем 700 м, перепаду рельефа. При конвергенции [по Юдин, 1994] образуются

коллизийные орогены (Альпы, Гималаи), субдукционные (о. Суматра, Камчатка), активноокеанские (Анды, Кордильеры) и дейтерогенные горы (Урал). При дивергенции формируются аркогенные орогены (Восточноафриканская рифтовая зона), срединные (срединно-океанические хребты) и плюмгенные орогены (о. Гавай). Наиболее типичные и крупные орогены – коллизийные.

Отдельность - характерная форма фрагментов горной породы, образующаяся при естественном или искусственном раскалывании. Выделяются глыбовый, карандашный, листоватый, матрацевидный, пластовый, плитообразный, плитчатый, подушечный, столбчатый, шаровый и др. типы. В минералогии – способность кристалла раскалываться по определенным плоскостям, как в случае спайности.

Отложения - термин употребляется по отношению к осадкам и осадочным породам всех типов и условий образования.

Офиолиты - чужеродный комплекс океанических пород в присутствии меланжей континентов. Представлен глыбами-кластолитами из серпентинизированных ультрабазитов мантии (пироксенитов, перидотитов), из габбро-базальтов (подушечных лав и потоков, параллельных даек, расслоенного комплекса), а также из абиссальных радиоляритов (яшм и кремнистых сланцев). Ранее комплекс ошибочно интерпретировался, как продукт субвертикальных глубинных разломов. После изучения и бурения дна Мирового океана, с 60-х годов прошлого века “офиолитовая триада” является основой при выделении коллизийных швов и реставрации субдуцированной палеоокеанической коры. Примеры – присутствующий офиолитовый меланж Урала и Кавказа.

П

Палеомагнетизм - древнее геомагнитное поле, сохранившееся в естественной остаточной намагниченности горных пород. Изучением палеомагнетизма занимается палеомагнитология.

Палеомагнитный метод - метод определения горизонтальных смещений древних плит и террейнов при помощи измерения в горных породах векторов остаточной намагниченности.

Палеоокеаническая земная кора - кора исчезнувших океанов, сохранившаяся в виде фрагментов в офиолитовых комплексах коллизийных сутур. Как правило, это разновеликие

кластолиты в присутурных меланжах или крупные отторженцы - клиппы. Изучение офиолитов разного возраста позволяют понять особенности строения и развития палеоокеанической коры и верхней мантии за значительные промежутки времени. Сочетание палеомагнитной (магнитотектонической) и геологической информации позволяет реконструировать исчезнувшие бассейны, положения осей спрединга, островных дуг и их историю.

Палинспастическая реконструкция – (от греч. “обратно” и “тяну”). Методики восстановления первоначального взаимного расположения геологических тел, претерпевших после образования крупномасштабные горизонтальные смещения: 1 – структурная реставрация осадочных бассейнов на разрезах и картах путем возвращения в первоначальное положение крыльев разрывов (надвигов, шарьяжей, сдвигов) и складок, а также континентов и террейнов по палеомагнитным данным. Является основным критерием правильности геолого-структурных и геодинамических моделей. 2 - геодинамическая реставрация положения палеоплит и террейнов в разные периоды эволюции.

Пассивная окраина плиты (континента): 1– шельфовативальные окраины раздвигающихся плит (континентов); 2 – структурная зона палеоконтинента, пододвинутая под другую плиту. Характерно отсутствие в континентальной коре магматизма (за исключением предшествующего рифтогенного этапа) и мощное осадконакопление на шельфе и континентальном склоне. После коллизии на пассивной окраине обычно формируется асимметричный краевой прогиб, заполненный молассой. Современные примеры: западная окраина Африки и восточная Америки; северо-западная окраина Австралии; древний аналог – Западный Урал и Предуральский краевой прогиб.

Платформа - термин разного понимания. В геосинклинальной гипотезе - крупный стабильный и жесткий блок континентальной литосферы, противопоставляемый мобильной геосинклинали. Состоит из древнего кристаллического складчатого фундамента и осадочного чехла. Части платформы с более мощным осадочным чехлом называются *плитами*, без чехла - *щитами*. В литологии и нефтегазовой геологии существует понятие “карбонатная платформа” – район с мощным комплексом карбонатных пород на континентальном шельфе или на абрадированной поверхности океанической коры. Использование термина в современной

геодинамике из-за разного понимания - не желательно. Предпочтительный синоним – кратон.

Плиты литосферные - очень крупные, в сотни и тысячи километров, участки континентальной и океанической коры, ограниченные глобальными сейсмически активными зонами дивергенции или конвергенции (надвигов, раздвигов, реже сдвигов). Древние плиты, микроплиты, террейны ограничены коллизийными сутурами и обычно имеют существенно разное строение и историю развития. В предшествующей терминологии геосинклинального учения плитой называли часть платформы с повышенной мощностью осадочного чехла.

Плюм мантийный - горячий, по сравнению с окружающей средой, материал, поднимающийся от границы с ядром или от границы нижней и верхней мантии. Размеры плюмов в диаметре, обычно около 100 км, достигают 1000 км. На поверхности может проявляться в континентальной и в океанической коре. Время проявления - десятки млн. лет. Характерно очень стабильное положение по отношению к более мобильным плитам, зонам субдукции и спрединга. Пример – Императорский хребет из последовательно омолаживающихся палеовулканов и гигантский Гавайский вулкан одноименного плюма.

Поддвиг – 1 - коллизийный процесс пододвигания континентальной коры одной плиты под другую за счет движения нисходящей части мантийного конвекционного тока. В случае пододвигания океанической коры, процесс называется *субдукцией*. 2 - надвиг, у которого активнымдвигающимся элементом является лежащее крыло.

Покров тектонический - см. *шарьяж*

Р

Раздвиг - разрыв с выраженным расхождением крыльев перпендикулярно сместителю. Образуется в зонах рифтогенеза и спрединга, формирует зияющие трещины-гьяры, а после заполнения - дайки и жилы. Примеры - осевые зоны срединно-океанических хребтов

Разлом (от русского - разломать) - термин свободного пользования для протяженного, широкого и значительного по глубине разрыва неопределенной морфологии, кинематики, предположительно с субвертикальным положением сместителя. В геодинамике для употребления нежелателен, поскольку не не-

сет генетической нагрузки и обычно используется в гипотезах фиксизма о разломно-блоковой тектонике. Корректный синоним – разрыв (сброс, взброс, надвиг, сдвиг).

Радиоляриты - органогенные, преимущественно кремнистые породы, более, чем на 50% состоящие из скелетов радиолярий. Типичные абиссальные осадки океанов и палеоокеанов, покрывающие половину Земли. Образуются на океанической коре ниже *уровня карбонатной компенсации* (4-5 км). На континентах присутствуют в присутурных чешуях складчато-надвиговых областей и в офиолитовых меланжах, где представлены глыбами-*кластолитами* из кремнистых сланцев и яшм. Встречаются в гальках моласс краевых прогибов.

Рамп – структура сжатия, образованная двумя взбросами или надвигами, падающими в противоположные стороны. Центральная часть рампа опущена относительно его боков.

Ремобилизация – тектонический процесс, наложенный на стабилизированные структуры предшествующего этапа эволюции. Пример - ремобилизованные кайнозойскими надвигами олистолиты раннемеловой олистостромы Горного Крыма.

Ретронадвиг – надвиг с падением сместителя обратным, по сравнению с наклоном коллизийной сутуры и главным разрывам складчато-надвиговой области. Обычно приурочен к тыловой зоне шарьяжей и складчато-надвиговых поясов. Синоним - обратный надвиг. Примеры в Крыму и северном Причерноморье - кайнозойские ретронадвиги южного наклона от главной зоны конвергенции, падающей на север.

Рифты – линейные тектонические структуры растяжения литосферы. Развиваются в океанах и континентах. Характерны для осевых зон срединных хребтов, где являются границами плит.

Рифтогенез – процесс образование рифта глубинным восходящим током астеносферного вещества, поднимающим и раздвигающим литосферу. Рифтовая зона располагается на месте подъема дивергентного мантийного течения.

Рэмп - надвиг, секущий поверхность напластования пород. Чередование *флэтов* (послойных надвигов) и рэмпов создает сложные складчато-надвиговые структурные комплексы. Синоним – *смыкающий* (флэты) *надвиг*.

С

Сбалансированные модели - геологические карты и разрезы, допускающие приведение смятых и нарушенных разрывами

толщ в первоначальное доскладчатое положение. Построения, не допускающие палинспастическую реконструкцию, считаются геометрически невозможными и отбраковываются при выборе наиболее вероятного варианта строения.

Сброс – разрыв, по которому опущено висячее крыло. Образуется в условиях эндогенного растяжения или оползания с поднятий. Сбросы разделяются на *согласные (синтетические)*, у которых поверхность сместителя и слои на крыльях падают в одну сторону и *несогласные (антитетические)*, когда слои и поверхность сместителя падают в разные стороны. Синтетическими называют также второстепенные сбросы, параллельные главному (Спенсер, 1981). Во избежание путаницы, предпочтительнее термины согласный и несогласный. Генетически сбросы имеют гравиационное происхождение и, по сути, – экзогенные разрывы.

Свита – основная единица местных (региональных) литостратиграфических подразделений. Совокупность осадочных, реже вулканогенно-осадочных отложений, с одинаковыми, характерными фациально-литологическими признаками и ограниченных в распространении определенными физико-географическими условиями бассейна седиментации. Должна иметь стратотипический разрез с четкими стратиграфическими границами. Границы свиты часто не совпадают с границами подразделений единой биостратиграфической и магнитостратиграфической шкал. Использование термина для магматических и тектонических подразделений (меланжей и олистостром), как, например, в Горном Крыму, – некорректно.

Свод – крупная изометричная в плане антиклиналь с пологими крыльями или куполовидного строения.

Сдвиг – прямолинейный разрыв с крутым сместителем, по которому крылья смещены относительно друг друга по горизонтали без вертикальной амплитуды. Различаются правые (правосторонние) и левые (левосторонние) сдвиги. Обычно сдвиги сопряжены с другими типами разрывов и называются по преобладающему смещению, например, правый взбросо-сдвиг, левый сбросо-сдвиг, правый сдвига-надвиг и т.д.

Синеклиза – очень крупная полая синклиналь на кратонах (платформах), выполненная осадочными породами чехла, мощностью до 3-5 км.

Синклиналь – (от греческого син, клино – внутрь наклоняю), складка вогнутой вниз формы. В ядре находятся более молодые породы, чем на крыльях.

Синклинорий - крупная синклинальная складка, осложненная более мелкими дислокациями. Как и все складки, должен иметь два крыла и перегиб. При отсутствии второго крыла термин неприменим. В этом случае возможные варианты - шарьяж-моноклиний, напний и др.

Синформа – складка с выпуклостью вниз, но с более древними породами в ядре, чем на крыльях. Формируется в опрокинутых крыльях ныряющих складок, связанных с шарьяжами. Синоним - дважды опрокинутая складка, синформная антиклиналь. При смятии опрокинутого крыла в изоклинальные лежащие складки – терминология отсутствует. Синформы и антиформы выявлены в породах таврической серии Горного Крыма.

Складки лежащие – складчатые формы с субгоризонтальными крыльями и осевой плоскостью.

Складки наклонные - асимметричные складки с разными углами наклона крыльев.

Складки нейтральные – складки с вертикальным шарниром и выпуклостью в горизонтальном направлении. Характерны для присдвиговых дислокаций.

Складки ныряющие – складки, у которых в разрезе осевая плоскость и крылья смяты в *синформы* и *антиформы*. Характерны для принадвиговых и шарьяжных дислокаций, реже для гравитационных структур.

Складки опрокинутые – пликативные формы с однонаправленным падением крыльев и осевой плоскости.

Складки параллельные (подобные) – складки с отсутствием при их формировании изменения мощностей слоев.

Складки подобные - пликативные формы, в которых жесткие, компетентные пласты в разрезе имеют одинаковую морфологию за счет перераспределения мощности пластичных слоев.

Складки прямые – симметричные складки с вертикальной осевой плоскостью.

Складчато-надвиговые области - зоны интенсивных и обширных деформаций большой протяженности в составе складчато-надвиговых поясов, составляющих системы. Образуются в результате столкновения континентальных плит. Главные элементы: а) - коллизионная сутура с оперяющими надвигами и шарьяжами, ретронадвигами и принадвиговыми складками; б) - лежащее крыло, сложенное литодинамическим комплексом пассивной окраины с наложенным на него краевым

прогибом; в) - висячее крыло из более метаморфизованных пород активной окраины и удаленной по падению сутуры зоны конвергентного магматизма. Примеры – Альпы, Горный Крым, Кавказ Альпийско-Гималайского пояса, как результат столкновения Африканской и Евразийской плит.

Скрэппинг - процесс сдирания океанических пелагических осадков краем надвигаемой плиты при субдукции.

Смыкающий надвиг - см. рэмп.

Спрединг - (от английского “расстилать”, “развергивать”, “растекать”), глобальный и длительный процесс формирования океанической коры. Происходит со скоростями в 1- 18 см. в год в каждую сторону от оси рифтогенных срединно-океанических хребтов при тангенциальном растяжении коры дивергентными мантийными токами. Раздвижки заполняются магмой основного состава. Представление основано на геологических, геофизических и геохронологических данных, бурении, количественно подтверждено независимыми палеомагнитными данными.

Спрединг рассеянный (задуговой) – процесс растяжения с образованием изометричных фрагментов океанической коры в окраинных (задуговых) морях или над погребенным продолжением срединно-океанского хребта при отсутствии центральной рифтовой долины с образованием двух или нескольких осей спрединга в небольших линейных глубоководных впадинах. Процесс возможен и при *транстенции*. Примеры – субокеанические впадины Черного, Андаманского, Банда, Японского и др. морей.

Срединный океанический хребет (СОХ) - рифтогенно-спрединговая зона раздвижения дна океана на границе литосферных плит. Классический пример - Срединный Атлантический хребет.

Стратотип- опорный конкретный разрез осадочных пород в одном или нескольких близко расположенных обнажениях какой-либо стратиграфической единицы (яруса, горизонта, свиты и т.п.). Отличается наибольшей в регионе полнотой (непрерывностью, мощностью, обоснованием возраста перекрывающих и подстилающих пород.).

Стресс - направленное давление в литосфере, под действием которого происходят деформации и метаморфизм.

Структурная зона - участок земной коры со структурами, отличными от прилегающих. Обычно ограничена разрывами. Тип деформаций часто связан с пластичностью пород [Юдин, 1994].

Структурно-формационная зона – участок земной коры со специфическими формациями и структурами. Поскольку

разрывы и складки, в зависимости от литологии, могут быть разные, правильнее выделять формационные (литодинамические) комплексы и структурные зоны отдельно.

Структуры конского хвоста - в плане серия надвиго-сдвигов, расщепленных от главного сдвига или расположенных в его окончании. Морфологически сходны с незамкнутыми структурами *поп-ап* и *пулл-апарт*, а в разрезе - с *чешищатым веером*.

Структура пулл-апарт (ромбохазм) - в плане ромбовидная или линзовидная зона сдвиговых дуплексов с элементами растяжения, ограниченная сбросо-сдвигами и опущенная относительно крыльев основного расщепленного сдвига. В опущенных структурах пулл-апарт формируются локальные зоны осадконакопления и гидротермальных проявлений.

Структура поп-ап (пуш-ап) – 1)- в плане ромбовидная, линзовидная зона расщепления сдвиговых дуплексов с элементами сжатия и поднятия блока, ограниченного диагональными взбросо-сдвигами и складками. 2)- структура, сформированная встречно падающими надвигом и ретронадвигом.

Субдукция (дословно с латинского – “подведение”) - погружение и поглощение более тяжелой океанической коры под менее плотную континентальную (или под океаническую) другую плиту. Процесс вызван нисходящим движением конвекционного тока мантии при конвергенции. Вдоль зон субдукции образуются глубокие желоба с очень низким тепловым потоком. На расстоянии от нескольких десятков до сотен км по падению сместителя образуется полоса островодужного или активно-окаинного магматизма.

Субдукционный комплекс – совокупность интенсивно смятых в изоклинальные складки рассланцованных, расчешуенных и дуплексированных океанических пород, динамометаморфических тектонитов и меланжа, слагающая аккреционный клин.

Сутура коллизионная (с английского – “шов столкновения”) - в геодинамическом понимании – зона столкновения двух литосферных плит, микроплит, островных дуг или террейнов. Сутуры выражены надрегиональными глубинными надвигами (генетически - поддвигами) с мощной зоной динамометаморфизма высоких давлений, низких температур и с локальными фрагментами в присутурных меланжах остатков океанической коры – офиолитов (ультрабазиты, радиоляриты, базиты). На лежащем

крыле сутуры расположены молассы одновозрастного краевого прогиба, подстилаемые шельфовым комплексом пассивной окраины. В прилегающей части висячего крыла в породах активной окраины развиты динамо- и термальный метаморфизм, граниты, а на расстоянии 50–200 км – параллельная полоса андезитового вулканизма. Синонимы: геосутура, коллизионный шов. Примеры - Уральская, Северокрымская и Предгорная сутуры.

Т

Тектоника плит - современная геотектоническая теория, согласно которой структура и эволюция литосферы Земли определяется движением литосферных плит. Плиты разделяются зонами дивергенции (рифтогенеза и спрединга) и конвергенции (субдукции и коллизии) с аномальным проявлением эндогенных процессов. Древние плиты и террейны ограничены коллизионными сутурами. Движения плит поддаются количественному расчету благодаря различным космо-геодезическим и палеомагнитным (магнитотектоническим) данным. Тектоника плит основана и синтезирует все геолого-геофизические, геохимические данные, объединяя концепции рифтогенеза, дрейфа континентов, сжатия и расширения Земли, происхождения океанов, развития складчатых поясов. Не включает и не объясняет концепцию тектоники *плюмов*.

Тектоническая расслоенность литосферы - концепция о дифференцированных по скорости субгоризонтальных движениях на разных уровнях литосферы, приводящих к образованию тектонических ансамблей сгучивания. Частный случай структурообразования при конвергенции (субдукции и коллизии) с акцентом на формирование *флэтов* и *детachment*.

Тектонические окна - участки аллохтона, в которых эрозия обнажила породы поднадвига. На картах и разрезах окна выглядят как изолированные локальные выходы относительно молодых пород, расположенных при нормальном залегании гипсометрически ниже более древних пород. Дислокации в тектонических окнах обычно менее сложные, чем в аллохтоне. Незамкнутые надвигом контуры автохтона называются тектоническими полуокнами.

Тектонический контакт - соприкосновение горных пород по поверхности разрывного нарушения.

Тектонический останец - см. *клипп*.

Тектонотипический разрез – опорный прямолинейный сбалансированный геологический разрез (профиль) в крест простирания складчато-надвиговой области с максимально хорошей обнаженностью и доступностью тектонических объектов, а также с детально изученной геологией разновозрастных формаций и разнотипных структур [Юдин, 1994]. Строится вдоль детальной полосовой геологической карты с вынесением всех данных геофизики, бурения, палеонтологии и др., с детализацией узловых участков. Серия тектонотипических разрезов рассматривается как основа составления сбалансированной карты.

Террейн - экзотический фрагмент микроконтинента, континента или островной дуги в десятки-сотни километров, окруженный океанической корой, а после коллизии – со всех сторон оконтуренный сутурами. Имеет специфические особенности строения, состава формаций, палеонтологических остатков и индивидуальное положение согласно палеомагнитной реконструкции. Пример - юрский Горнокрымский террейн (Крымия).

Транспрессия - процесс сжатия в сдвиговой зоне.

Транстенсия - процесс диагонального растяжения в зоне сдвига с формированием раздвигов. Иногда приводит к образованию окон субокеанической коры.

Трансформные разрывы - крупные сдвиги в океанической коре, образованные при разноскоростном спрединге и расположенные нормально к оси зон спрединга. Использование термина для секущих и продольных сдвигов в континентальной коре - нежелательно. К трансформным также относят сдвиговые границы литосферных плит

Треугольная (клиновидная) структура - в разрезе блок, оконтуренный на глубине сходящимися разрывами: или надвигом с ретронадвигом или нормальным и ныряющим надвигом. Образованный такими разрывами клиновидный вдвиг - проблематичен по балансу перемещений без продолжающегося далее субгоризонтального флэта, способного релаксировать деформацию по простиранию.

Турбидиты - глубоководные отложения суспензионных мутьевых потоков. Состоят из многократно чередующихся тонких прослоев песков, алевроитов, глин флишевой формации. Формируются и широко распространены на континентальных склонах и подножиях континентов. На активных окраинах турбидиты имеют полимиктовый состав обломков (граувакки с

радиоляритами), а на пассивных – моно-олигомиктовый состав (аркозы).

Тыловодужные надвиговые пояса - система ретронадвигов с падением навстречу зоне конвергенции или сутуре. Располагаются между внутренними континентальными районами и полосой активно-окраинного магматизма. Характеризуются обратной вергентностью принадвиговых складок и наличием в автохтоне *тылового прогиба*.

Тыловой прогиб – линейный прогиб, состоящий из вытянутых впадин, расположенных на активной окраине плиты в автохтоне ретронадвигов. Формируется синхронно коллизии, заполнен молассами с редкими обломками офиолитовых радиоляритов. Пример - кайнозойский Терско-Каспийский прогиб.

У

Уровень карбонатной компенсации - уровень в океане, ниже которого скорость растворения карбоната кальция превышает скорость его осаждения. В Тихом океане находится на глубинах 4-5 км, где формируются абиссальные бескарбонатные илы, радиоляриты.

Ф

Фиксизм – совокупность тектонических гипотез, базирующаяся на представлениях о неизменном взаимном расположении континентов и их основных тектонических элементов в ходе истории Земли и доминирующей роли вертикальных движений в процессах тектогенеза.

Флексура - участок моноклинали с более крутым залеганием пластов или ступенеобразный изгиб при горизонтальном залегании слоев. Составляющими элементами являются два параллельных крыла, смыкающееся крыло и амплитуда флексуры.

Флиш – формация глубоководных терригенных отложений палеоокеанов с четко выраженной ритмичностью, характерной для турбидитных потоков. Мощность ритмов от сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Характерны градационная слоистость, гиероглифы, бедность фауной и др.

Флэт - послыйный надвиг, срыв по плоскости напластования. Флэты распространены широко, но выявляются лишь при детальном изучении структур и их балансировании; всегда приурочены к некомпетентным породам (глинам, сланцам, солям,

углям). В отечественной литературе региональный флэт между осадочным чехлом и фундаментом называется *детачментом*. В англоязычной литературе флэт и детачмент – синонимы.

Форланд - внешняя, передовая часть складчато-надвиговой системы. По сути - краевая часть погружающейся пассивной окраины плиты вблизи зоны конвергенции. При коллизии перекрывается нависающей плитой. Термин геосинклинальной концепции в геодинамике к применению не желателен.

Формация. Генетически единое сообщество горных пород (фаций) автором [Юдин, 1994] предлагалось называть геоформацией или просто формацией. Они разделяются по тектоническому режиму (орогенная, рифтогенная, шельфовая), по происхождению (осадочная, магматическая, вулканогенная), по палеогеографической обстановке (лагунная, глубоководная) и т. д. Примеры - молассовая, флишевая, калейдовая. Формации второй группы, объединенные по литологическому признаку. Их, во избежание путаницы, предлагается называть литоформациями (например, известняковая, граувакковая, терригенная и др.). Третья группа, выделенная по наличию в породных ассоциациях полезного ископаемого, названа рациформацией (от латинского *rationalis* - целесообразный). Примеры тому - золотоносная, угленосная, рудоносная, соленосная и др. Формации объединяются в *литодинамические комплексы* (пассивноокраинные, островодужные и др.).

Х

Хинтерланд - внутренняя, тыловая часть складчато-надвиговой системы. По сути - активная окраина плиты после коллизии. Термин геосинклинальной концепции в геодинамике к применению не желателен.

Ц

Цикл Вильсона – универсальная схема развития земной коры, поэтапно включающая континентальный *рифтогенез* (современный аналог - Восточноафриканские рифты), ранний *спрединг* (аналог - Красное море), зрелый спрединг (Атлантический океан), *субдукция* (окраины Тихого океана) и *коллизия* с образованием *сутур* (Гималаи, Альпы).

Ч

Чешуйчатая структура – совокупность тектонических пластин, ограниченных субпараллельными надвигами и подстилаемыми более пологим подошвенным надвигом значительной амплитуды

Чешуйчатый веер (ЧВ) - субпараллельная система надвигов, имеющих сходную форму, близкие амплитуды и простирания, ответвляясь от надвига подошвы. В разрезе блоки напоминают чешую рыбы и называются *чешуями*. На карте ЧВ выглядит как серия параллельных разрывов с повторением одних и тех же пород в висячем и лежащем крыльях. Выделяются передовые и тыловые ЧВ, созданные надвигами и *ретронадвигами*

Ш

Шарьяж (от французского “везти”, “катить”), *синонимы тектонический покров, напп* - крупная аллохтонная тектоническая пластина горных пород, перемещенная по пологому надвигу на десятки, иногда первые сотни километров. По внутреннему строению выделяются **шарьяж первого рода** - гигантские лежащие принадвиговые складки и **шарьяжи второго рода** – тектонические пластины, состоящие из мелких чешуй-дуплексов с интенсивными принадвиговыми складками и меланжами. Примеры- шарьяжи Альп, Карпат, Крыма и Урала.

Шарьяж-антиклинорий – очень крупная сложно построенная структура в плане напоминающая антиклиналь, но в разрезе представляющая собой шарьяжный комплекс. Тыловая и автохтонная части *шарьяжа* сложены более молодыми породами, чем фронтальная. В отличие от крыльев *антиклинория*, автохтон и аллохтон представлен разными формационными комплексами. Примеры - Урал, Кавказ, Горный Крым, Карпаты. Близкие понятия: *меганатпорий, шарьяж-моноклинорий* и др.

Шарьяж-моноклинорий – надрегиональная в общем моновергентная структура, сложенная серией чешуй-дуплексов, выводящих в осевой зоне более древние породы, вплоть до кристаллического фундамента. Пример – северная половина Урала и Пай-Хой.

Шкала геомагнитной полярности - построена по сочетанию данных о скорости спрединга и положении линейных магнитных аномалий в океанах. Ограничена возрастом дна океана - около 170 млн. лет. Датировки аномалий проведены по изотопному возрасту базальтов, по биостратиграфическому

возрасту перекрывающих их осадков и по сопоставлению линейных аномалий с магнитохронологической шкалой.

Щ
Щиты – региональные массивы кристаллических пород фундамента *кратонов*, практически не покрытые осадочным чехлом. Пример - Украинский щит.

Я
Яшма - кремнистая осадочная порода, окрашенная преимущественно окислами железа и марганца. Обычно это эпигенетически измененные абиссальные осадки первого слоя океанической коры (*радиоляриты*), реже - метаморфизованные вулканогенно-осадочные и метасоматические образования. Важнейшая составляющая триады *офиолитов*.

ЛИТЕРАТУРА к словарю терминов

Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Сибирское отделение РАН, Новосибирск 1999. - 69 с. (труды ОИГГМ СО РАН, вып. 840).

Геологические тела (терминологический справочник) под ред. Ю.А.Косыгина и др. Москва, Недра, 1986. - 334 с.

Геологический словарь в 2-х томах. Москва, Недра, 1973. Т. 1. - 486 с., т. 2- 456 с.

Денис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. Москва, Мир, 1971. - 288 с.

Зонениян Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, - 312 с.

Зонениян Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. - Кн. 1 - 328 с., кн. 2 - 336 с.

Кеннет Дж. П. Морская геология, в 2-х томах. Москва, Мир, 1987. - Т. 1 - 397с., т. 2 - 384 с.

Колесниченко В. С. Словарь-справочник по тектонике литосферных плит. М, АО «Геоинформмарк», 1993. - 71 с.

Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. Москва, Научный мир, 2000. – 120 с.

Международный тектонический словарь/ Денис Дж. Г., Муравски Г., Колчанов В.П. и др. Москва, Мир, 1991. - 190 с.

Пастухов В.Г. Методическое пособие по применению геодинамического анализа при геологосъемочных работах на Украине. Киев, 1993. - 175 с.

Петрографический словарь, М, Недра, 1981. - 496 с.

Печерский Д.М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности. Компьютерная версия, Москва, 2007 г.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 652 с.

Словарь геологических терминов. Интернет сайт <http://geo.web.ru/db/glossary.html> - Москва, МГУ, 2007.

Словарь по геологии нефти и газа. Ленинград, Недра, 1988. - 679 с.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Пер. с англ. Ленинград, Недра, 1981. - 367 с.

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

Структурная геология и тектоника плит. В 3-х томах, ред. К. Сейферт. Москва, Мир. - Т. 1- 1990, 315 с.; т. 2 - 1991, 376 с.; т. 3. - 350 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Том 1. Под ред. М.К. Гери, Р. Мак-Афи, К. Вульфа. Москва, Мир, 1977. - 286 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Том 2. Под ред. М.К. Гери, Р. Мак-Афи, К. Вульфа. Москва, Мир, 1978. - 288 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Том 3. Под ред. М.К. Гери, Р. Мак-Афи, К. Вульфа. Москва, Мир, 1979. - 543 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. Москва, МГУ, 1995. - 480 с.

Худолей А.К. Геологические структуры (классификация, механизм формирования и изображение в разрезе и на карте) Учебное пособие к курсам "Геокартирование" и "Структурная геология" С.-Пб ун-т. Санкт-Петербург, 2006. 133 с.

Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, УИФ Наука, 1994. - 286 с.

Юдин В.В. О понятиях геодинамика и экогеодинамика. Журнал // Геополитика и экогеодинамика регионов. Т. 1, вып. 1. Крымский научный центр, НАНУ, ТНУ. Симферополь, 2005. - С. 21-24.



Юдин Виктор Владимирович.

Доктор геолого-минералогических наук по специальности «геотектоника». Действительный член Крымской Академии наук и Академии горных наук Украины. Профессор Национальной академии природоохранного и курортного строительства. В 1992-2009 гг. – зав. отделом, зав лабораторией геодинамики, ведущий научный сотрудник Крымского отделения Украинского государственного геологоразведочного института.

Автор 410 работ, из которых 350 опубликовано, в том числе 37 монографий, карт и препринтов. Область научных интересов: сбалансированная структурная геология, неогеогеодинамика, актуалистическая палеогеодинамика, структурно-тектонические и геодинамические критерии поисков нефти и газа, твердых полезных ископаемых, а также региональная геология сложно построенных регионов. Награжден медалями В.И. Лучицкого, Л.И. Лутугина, «За заслуги II степени», лауреат госпремии АРК.

Электронная почта: yudin_v_v@mail.ru

РЕФЕРАТ

Разработана методика, выделения и картирования складчато-надвиговых структур, эндогенных меланжей и экзогенно-тектонических олистостром различного возраста и происхождения. Описаны признаки и последовательность их выделения при изучении и геологическом картировании. Составлены классификации меланжей и олистостром. Приведены примеры надвиговых структур и микститов Крыма, акватории Черного моря, Донбасса и других регионов. Рассмотрена связь надвиговых структур, и микститов с полезными ископаемыми. Выделены структурно-геодинамические комплексы – скифиды, киммериды и неокиммериды. Приложен словарь основных структурно-геодинамических терминов.

ABSTRACT

A method of recognition and mapping of thrust-fold structures, endogenous melanges and exogenous tectonic olistostromes of different age and origin are developed. Key features and order of their recognition for at mid- and large-scale geological mapping are described. Classifications of melanges and olistostromes are made. The examples of thrust structures and mixtites of the Crimea, Black Sea basin, South Donbass and other regions are presented. Relationships of thrust structures, meanges and olistostromes with useful minerals are considered. The dictionary of basic structural and geodynamic terms is supplemented.

Наукове видання

Юдін В.В.

Насувні і хаотичні комплекси

Монографія.

В авторській редакції

Формат 60x84/16. Ум. друк. арк. 14,65. Наклад 300 пр. Зам. №. 144

ВИДАВНИЦТВО ДРУКАРНЯ "АРІАЛ".

95034, м. Сімферополь, вул. Декабристів, 21, оф. 105,

Свідцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 3562 від 28.08.2009 р.

E-mail: it.arial@yandex.ru

Віддруковано з оригінал-макету у друкарні ФОП Бражнікової Н.А.

97513, смт Гвардійське, вул. Н-Садова, 22.

тел. (0652) 70-63-31, 050-648-89-34.

E-mail: braznikov@mail.ru