

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 – 68 с. <http://lpubljuknigi.ru/>

Геодинамический комплекс - региональная совокупность складчатых, разрывных и хаотических нарушений пород определенного возраста и генезиса. Комплекс от деляется периодами тектонического покоя, выраженными региональными угловыми несогласиями, специфическими осадочными и магматическими формациями, степенью их преобразований и образует структурный этаж. В книге с позиций актуалистической геодинамики на примерах Крыма показано отсутствие в эволюции Европы глобальных циклов и фаз тектонической активности. В Крымско-Черноморском регионе выделены три цикла Вильсона - 2 полных и один незавершенный. Обоснованы три геодинамических комплекса - скифиды, киммериды и неокиммериды. Каждый из них имел длительную непрерывную дивергентную и конвергентную стадии развития, а также индивидуальный возраст структур, не полностью совпадающий с глобальными фазами тектогенеза Земли.



Виктор Юдин



Виктор Юдин

Юдин Виктор Владимирович. Доктор геолого-минералогических наук, тектонист. Работал в Коми научном центре АН СССР и в Институте минеральных ресурсов Крыма. Профессор Национальной академии природоохранного и курортного строительства, г. Симферополь. Создал новые геодинамические модели Урала, Пай-Хоя, Донбасса и Крыма. Автор более 330 публикаций



978-3-659-22619-9

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КРЫМА

О индивидуальности фаз и циклов тектогенеза Европы на примере Крымско-Черноморского региона

LAP LAMBERT
Academic Publishing

Юдин В.В.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КРЫМА

ВВЕДЕНИЕ

Под геодинамическим структурным комплексом (ГСК) понимается региональная совокупность складчатых, разрывных и хаотических нарушений пород определенного возраста и генезиса. Обычно ГСК отделен от подстилающих и перекрывающих значительным периодом тектонического покоя, выраженного региональными угловыми несогласиями. Каждый комплекс характеризуется специфическими осадочными, магматическими формациями, степенью их эпигенетических преобразований и образует структурный этаж.

Согласно классическим представлениям Г. Штилле [Stille, 1913, 1924 г. и др.], которые разделяются большинством исследователей считается, что структурные комплексы формируются при относительно кратковременном ускорении тектогенеза. Причем проявляется оно одновременно в разных регионах мира, то есть имеет глобальное распространение. На основе этой гипотезы были выделены многочисленные и разные по времени проявления фазы складчатости с собственными географическими названиями. В разных авторских трактовках они приведены в монографиях, словарях, и справочниках. То же касается предположения о глобальных «всплесках» рифтообразования и спрединга при раскрытиях океанов. Эти процессы связывались с гипотетическими сменами оси вращения Земли, ее гравитационного поля за счет космических факторов [20 и др.].

Субъективная подборка под глобальную гипотезу многочисленных региональных фаз тектогенеза и игнорирование «не подходящих» под каноны Штилле, привело к созданию противоречивых гипотез, претендующих на концепцию и даже теорию эволюции Земли. Все они предполагали закономерную периодичность активизации тектогенеза планеты с чередованием активизации через определенные года, тысячелетия и миллионы лет, что не соответствует реальной эволюции конкретных регионов.

При углубленных исследованиях выяснилось, что промежутки между фазами складчатости весьма незначительны и в ряде случаев исчезают. Вынесение фаз и даже циклов тектогенеза на общую стратиграфическую шкалу показывает отсутствие между ними длительных глобальных пауз тектонического покоя планеты (**рис. 1**). Многие фазы оказались очень длительными, «скользящими» во времени. В большинстве складчато-надвиговых областей выявлена длительная миграция основного структурообразования от внутренних зон складчато-надвиговых областей к внешним. Поэтому проявление глобального структурообразования в разных районах, а нередко даже в одном изучаемом, представляется дискуссионным.

Кроме того, выяснено, что угловые несогласия и стратиграфические перерывы формируются не только во время тектонического покоя, но и одновременно с осадконакоплением, при росте конседиментационных приразрывных складок. Поэтому, многие исследователи (В.Е. Хаин и др.), справедливо предлагали отказаться от универсальных фаз складчатости и при описании структурных комплексов изучаемого района отражать реально обоснованный стратиграфический интервал начала, основного проявления и окончания периода структурообразования [38, 45].

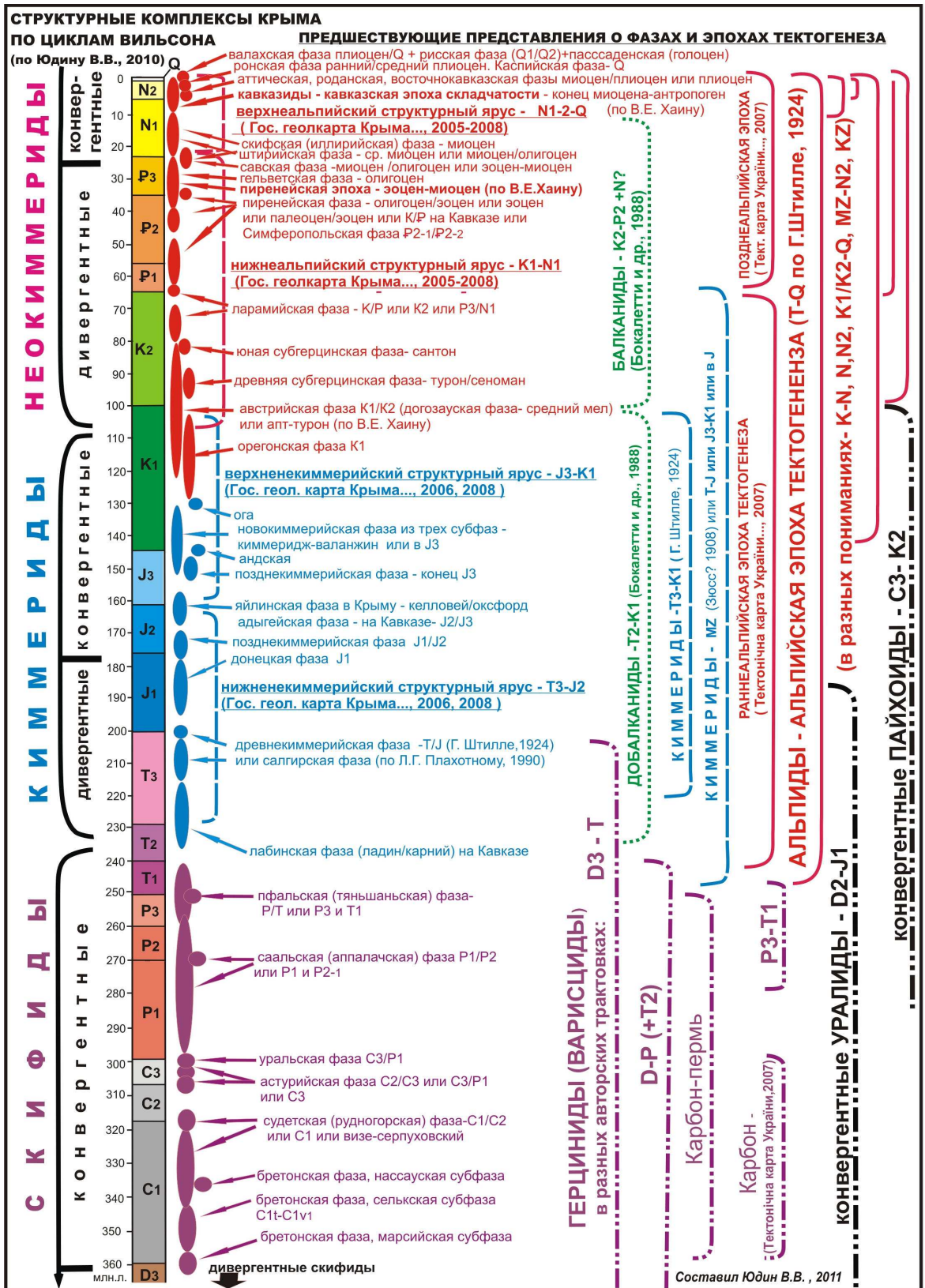


Рис. 1. Сравнение геодинамических структурных комплексов Крыма (слева) с фазам и эпохами тектогенеза районов Европы (справа)

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 [21, 34]. 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 диаметральных процессов дивергенции и конвергенции невозможно по балансу перемещений (как невозможно одновременное движение автомашины и вперед и назад).

В длительной геодинамической эволюции Крымско-Черноморского региона тектогенез следует в закономерной глобальной последовательности цикла Вильсона (рифтогенез → спрединг → субдукция → коллизия → стабильный кратон). При субдукции дивергентные ГСК обычно сохраняются лишь частично, поскольку 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 послойным срывам - флэтам. Наличие среди них синхронных локальных структур растяжения (сбросов, грабенов, раздвигов, субвертикальных сколов торошения и др.) объясняется наложенными и второстепенными экзогенными, гравигенными процессами, формирующими оползневые комплексы - 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 [23, 35, 45 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 выделяются не абстрактные, под идею, глобальные циклы и фазы тектогенеза, а реальные структурные комплексы доураид, ураид и неоураид, которые имеют свою специфику структур и длительный индивидуальный возраст формирования [38]. То же касается выделенных нами пайхоид, формировавшихся в позднекаменноугольно-поздне меловое время (рис. 1), [38].

Глобальные геодинамические процессы, происходящие на Земле в настоящее время, не дают оснований для обоснованного суждения о наличии или о преобладании фазы сжатия или наоборот растяжения планеты. В каждом конкретном регионе проявляются разные

тектонические режимы индивидуальной стадии развития цикла Вильсона [1, 17, 21, 34 и др.]. Крымский регион - не исключение из общих закономерностей строения геодинамических комплексов Земли. Поэтому возраст и морфология структур Крыма нами рассматривается с позиций геодинамики без искусственной подгонки их под тектонотипы других конвергентных областей Евразии, выделяемых как байкалиды, каледониды, герциниды, альпиды, уралиды, пайхоиды и другие (рис. 1).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ДИСЛОКАЦИЙ

Как и в других регионах, возраст структур в Крыму 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 и 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. Однако 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 определения 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. Процесс приводит к динамокатагенезу и динамометаморфизму с новообразованием 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 [37, 38]. Для анализа с зеркал скольжения и из жил отбираются и анализируются новообразованные минералы. Допустимо также использовать глинку трения и рудные минералы непосредственно из сместителя и из оперяющих 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 денудирована и синорогенные формации не отлагаются, фиксируя окончание структурообразования.

5. Возраст и длительность проявления надвигов можно оценить при анализе региональных оползневых комплексов - олистостром. Обычно они формируются одновременно с образованием рельефа, созданного за счет вертикальной составляющей шарьяжей. Примерами тому являются разновозрастные олистостромы Крыма [41, 49].

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. При анализе сейсморазведочных данных это позволяет не только четко датировать разрыв, но и судить о длительности его формирования и этапах усиления активности движений.

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 СК может датироваться по рифтогенному и спрединговому магматизму, который проявляется преимущественно в их осевой зоне.

Все конвергентные структуры Земли, независимо от возраста, похожи и имеют сходные геофизические характеристики. Они зависят

от глубины залегания, денудационного среза и положения в зоне конвергенции. Косвенное датирование, объединение и выделение ГСК по физическим свойствам представляется сомнительным. Используя геологические, изотопные, геодинамические и другие надежные методы датирования конкретных дислокаций не следует безосновательно переносить их на соседние районы, особенно расположенные в крест простирания складчато-надвиговой области и разделенные сутурами.

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” [34, стр. 411 и др.]. Палеогеодинамические реконструкции Земли, основанные на палеомагнитных и геологических данных, также показывают отсутствие глобальных циклов и фаз тектогенеза. Поэтому, не разделяя априорного выделения и глобального распространения разновозрастных структурных комплексов, расположенных в разных литосферных плитах и их фрагментах, мы рассматриваем их как следствие проявления в определенное время циклов Вильсона в конкретных коллизионных орогенах.

В геодинамической эволюции Крымско-Черноморского региона нами выделены три цикла Вильсона - два полных и один незавершенный [45, 49]. Соответственно обособлены три главных ГСК - скифиды, киммериды и неокиммериды. 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 районах, далеко удаленных от Крыма. По завершению

циклов Вильсона океаническая кора субдуцировалась с формированием коллизионных складчато-надвиговых ансамблей, после чего наступал период относительно стабильного режима (тектонопаузы). Каждый последующий геодинамический цикл формировался в Крымском регионе 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» (A-PR)

Проблема наиболее древнего, архейско-протерозойского ГСК в Крыму, нам представляется еще 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. Однако их положение за Северокрымской коллизионной сутурой не позволяет протягивать докембрийский комплекс в Скифскую палеоплиту. В Крыму докембрийские породы геологически 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 [39, 42, 45].

Гипотетическая увязка магнитных аномалий, связанных с протерозойскими ГСК щита к югу через весь Крым до аномалий, связанных с мел-палеогеновым этапом раскрытия Черного моря в виде секущего «глубинного разлома» по [3 и мн. др.], противоречит геологическому строению и геофизическим полям. Северный и южный фрагменты такого «долгоживущего разлома мантийного заложения» в палеозое и мезозое разделялись широкими палеоокеанами Палеотетис и Мезотетис. При конвергенции фрагменты «разломы» не могли случайно сложиться в единую зону, тем более что в коллизионных сутурах присутствует значительная сдвиговая составляющая.

Выделение в Крыму «Средне-Крымского срединного массива» с байкальским фундаментом по Г.Л. Плахотному [7, 25, 26] или «раннепротерозойского трога» [3] мы считаем дискуссионным и геологически не обоснованным. То же касается выделения в нем венд-кембрийской стратотипа нижнегорской серии, мощностью в 8 км [15 и др.]. По изотопному датированию динамометаморфические кристаллические сланцы Присутурной зоны имеют позднеюрский возраст [39]. Среди них, в обломках офиолитового меланжа определены остатки палеозойской и позднеюрско-меловой фауны [50 и др.].

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 [25]. Однако эти площади расположены на Перекопском перешейке

севернее палеозойской сутуры и относятся к другому палеоконтиненту - Украина. Докембрийские формации и структуры в Крым (палеотеррейны Скифию и Крымию) не прослеживаются. Гравитационные минимумы, вдоль сутуры ранее связываемые с гранитными плутонами, в нашей интерпретации обусловлены наличием в поднадвиге палеозойских пород Предскифийского краевого прогиба.

Отнесение динамометаморфического комплекса Предгорного коллизионного шва к докембрию лишь по литологическому признаку и метаморфизму, принимаемому за региональный - ошибочно. Развитый здесь метаморфизм низких температур и высоких давлений. По интенсивным надвиговым дислокациям в виде разномасштабных складок, плейчатости, рассланцевания, будинажа др., он относится к динамометаморфизму, характерному для зон конвергенции.

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. Присутствие в конгломератах г. Демерджи галек гранитов с изотопным возрастом до нижнего рифея [25, 36] может свидетельствовать лишь о наличии коренного протерозойского комплекса южнее Крыма, в Анатолийском палеотеррейне. С его коллизионного орогена (еще до раскрытия Черноморской впадины) гальки были перенесены в демерджийскую молассу Южного Крыма.

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 лишь после нового 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 новые изотопные датировки цирконов и др. минералов U-Pb, Rb-Sr и другими методами, полученные по простиранию 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 почему-то присутствует палеозойская фауна, которая игнорировалась под идею. Современные датировки последних лет свидетельствуют, что этот метаморфический комплекс имеет палеозойский возраст [29 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 геосинклиальной концепции описания палеозойского

структурного комплекса Равнинного и Горного Крыма приведены в большом числе публикаций. Наиболее известные из них [7, 8, 25-27 и др.]. Представления из этих работ разделяются большинством исследователей и включены в последние геологические карты [13, 14, 15 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. 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 [7, стр. 400]. По косвенным данным разные трактовки возраста конкретных крымских структур были связаны с предположительным отнесением 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 [30]. В том же источнике приводятся противоречивые представления других авторов о проявлении герцинского цикла: только в карбоне-перми, в позднем девоне-триасе и др. (рис. 1). Термин считается синонимом: цикла варисского (вариссийского), герцинской и вариссийской складчатости, а также позднепалеозойской эпохе складкообразования, что не одно то же. В вариссийском орогенезе

выделялись 5 отдельных фаз складчатости: 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 [26, 27]. На последней Тектонической карте Украины тектогенез в течение каменноугольного периода отнесена к киммерийской эпохе [31].

В англоязычной литературе варисская и герцинская орогении считаются каменноугольно-пермскими, близкими с алтаидами. При этом термин орогения понимается как процесс формирования складчато-надвиговых структур в горных областях, сопровождаемый метаморфизмом и магматизмом [32].

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 [45]. Последнее 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 «скифидами», по ранее выделенной Скифской палеоплите, где он развит.

Возраст конвергентных крымских скифид индивидуален и не полностью отвечает понятию герцинской орогении (рис. 1). О начале его формирования можно судить по наиболее древним изотопным датировкам динамометаморфических минералов в Северокрымской коллизионной сuture, 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 [12]. Они соответствуют 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 явно конвергентного магматизма в Крымско-Черноморском регионе по изотопным данным определяется от раннего карбона до перми - раннего триаса включительно [7, 5, 13, 14, 26, 27]. Датировки подтверждаются пермско-среднетриасовым возрастом синорогенной 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 [45]. Выделение при непрерывной конвергенции отдельных глобальных фаз складчатости достоверными геологическими данными в регионе не подтверждается.

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 отражалось в по-разному расположенных и ориентированных, субвертикальных разломах разного ранга, включая «глубинные и глубокого заложения» [26, 13-15 и др.].

Иная, структурно-мобилистская, интерпретация геофизических полей и данных бурения была предложена Ю.В. Казанцевым. По ней, структуры в пермско-триасовой молассе и в образованиях рифейско-палеозойского геосинклинального комплекса Равнинного Крыма, представлены субширотными надвигами южного и северного падений. Им были выделены гигантские шарьяжные пластины с преимущественно южным наклоном сместителей, надвинутые на север [18, 19]. Несмотря на геосинклинальную терминологию, такая модель более сбалансирована и в целом соответствует геодинамической эволюции региона.

Пермско-раннетриасовая вулканогенная моласса, мощностью до 2 км, вскрытая скважинами в средней части Равнинного Крыма, нами трактуется не как поперечный Крыловский грабен по [26], а как новый элемент - *Южноскифийский тыловой прогиб*, расположенный на активной окраине Скифии. В северном ограничении прогиба Ю.В. Казанцевым правильно выделялись ретронадвиги северного падения [18, рис. 7]. Однако согласиться с его представлением о существовании пермо-триасовой молассовой депрессии на всей территории Равнинного Крыма нельзя, как не допустимо относить эту депрессию к краевому прогибу.

В Равнинном Крыму развиты позднепалеозойские магматические породы активной окраины. Магматизма в краевых прогибах нет, поскольку они по определению расположены на пассивной окраине.

Следовательно, прогиб можно отнести к категории тылового [42, 45]. Значительные, до 80° углы падения в тыловой молассе по данным бурения свидетельствуют о наличии в ней принадвиговых складок, которые могут иметь интерес с точки зрения нефтегазоносности в орогенном комплексе формаций .

Залегающая ниже динамометаморфизованная палеозойская флишоидная толща Равнинного Крыма по данным бурения в основном также интенсивно дислоцирована. Она имеет большие углы падения, что не допускает их однозначную интерпретацию на сейсморазведочных профилях, показывая хаотическую запись в фундаменте под чехлом мел-кайнозойских пород. Еще меньше геодинамической информации можно получить при рассмотрении профилей ГСЗ, отработанных в 70-80-х годах прошлого века и интерпретированных с позиций фиксизма.

Западнее Крыма, в акватории Черного моря, при рассмотрении материалов сейсморазведки, под относительно не арушенным мел-кайнозойским чехлом выявлены складчато-надвиговые структуры субширотного простирания [42]. Они представлены широкими протяженными синклиналями и локальными асимметричными принадвиговыми антиклиналями. Интенсивность дислокаций в целом увеличивается к северу вплоть до формирования динамометаморфических присутурных меланжей (**рис. 2**).

Северокрымская коллизионная сутура южного наклона является главным элементом скифид [39, 42, 45]. Шов протягивается на расстояние более 2 тыс. км и определяет положение краевого и тылового прогибов, магматизма, а также простирание оперяющих структур. Отметим, что позже, в раннемеловое время, вдоль сутуры

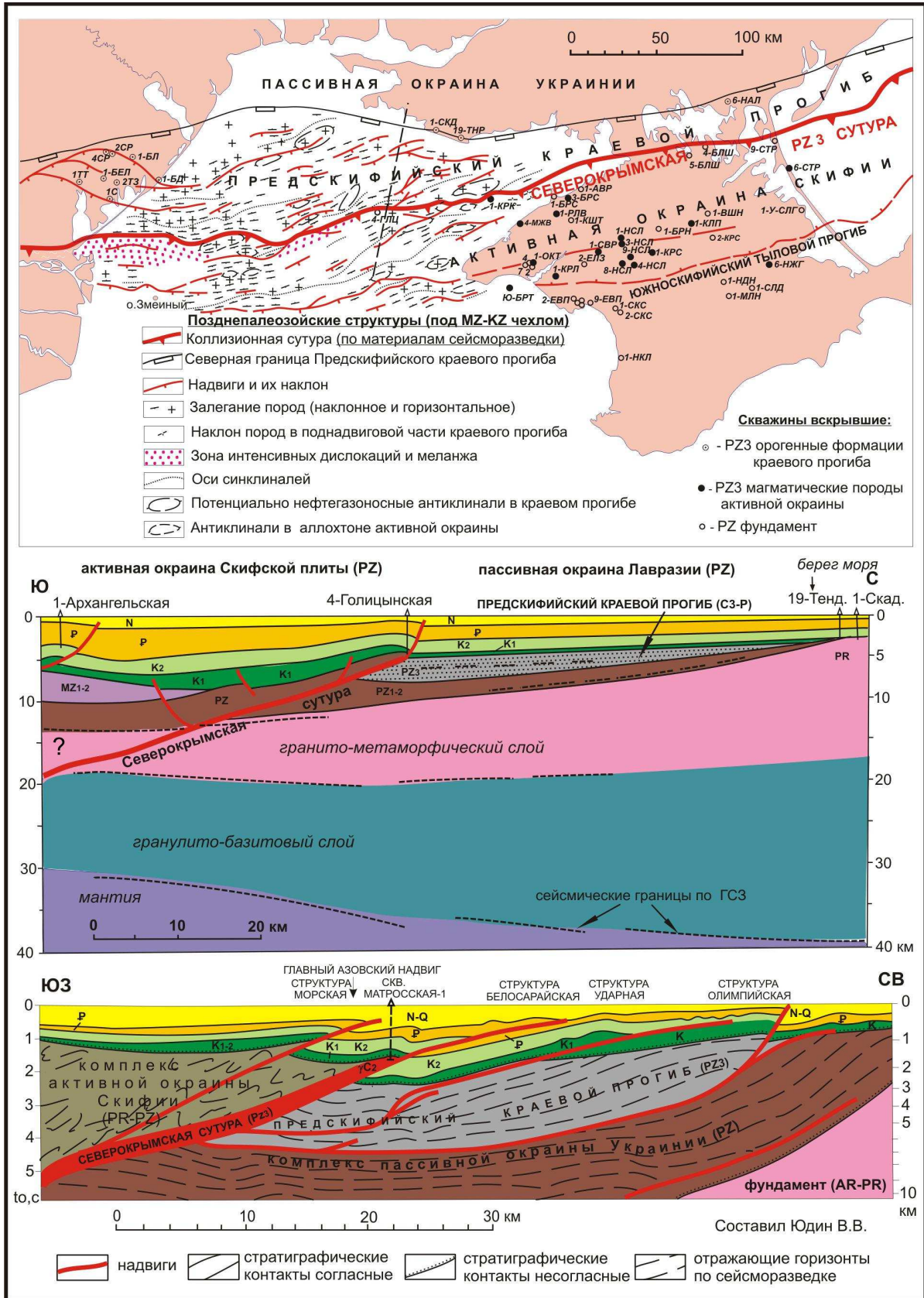


Рис. 2. Конвергентные скифиды Крыма и прилегающих акваторий

образовались сбросы Северокрымского рифтогенного прогиба того же южного падения, а в кайнозое вдоль этой же зоны унаследовано сформировался Голицинский ретронадвиг. Такая сложная тектоническая история существенно осложняет прослеживание древнего шва без предварительной палинспастической реконструкции.

Предскифийский краевой прогиб (рис. 2) с геодинамических позиций был обоснован в работах [41, 42, 45]. Включение в его конвергентный комплекс доорогенных перикратонных пассивно-окраинных формаций шельфа, вместе с дивергентными рифтогенными структурами, не соответствует определению краевых прогибов в старом и в современном понимании. Согласившись с этим, мы приходим к путанице терминологии и к объединению генетически разных дивергентных и конвергентных структур при формировании цикла Вильсона.

Анализ геофизических данных, и в первую очередь сейсморазведки, позволяет достаточно четко проследить краевой прогиб. Его южная граница в современном структурном плане совпадает с коллизионным швом и трассируется от Северной Добруджи, чуть севернее скважин 4-Голицына, 1-Каркинитская, 9-Стрелковская и далее вдоль Главного Азовского надвига и Северного Кавказа [42, 49]. 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 его пологое и моноклиналиное. Южное - более крутое и сложно построенное. В районе Каркинитского залива 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 сuture, что позволяет предполагать в коллизионном шве сдвиговую составляющую.

Таким образом, в Крыму 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. 1). Общая структура скифид складчато-надвиговая, с преимущественно северной вергентностью. Она обусловлена положением и наклоном субширотной Северокрымской сuture. В автохтоне коллизионного шва расположен Предскифийский краевой прогиб, а в аллохтоне - сложные складчато-надвиговые дислокации с синхронным конвергенции активно-окраинным магматизмом в Равнинном Крыму. Ретронадвиг северного наклона сформировал в скифидах общую структуру поп-ап [48]. 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. Палеогеодинамическая реконструкция скифид Черноморско-Каспийского региона приведена в отдельной монографии [45].

КИММЕРИДЫ (Т2-К1)

Триас-раннемеловой структурный комплекс в Крыму выделяется почти всеми исследователями, хотя понимаются по-разному [27, 28, 30 и др.]. Первоначально, Э. Зюсс в 1908 г назвал киммерийскими структуры ядер Крымских гор и Северной Добруджи, которые созданы мезозойскими тектоническими движениями (рис. 1). В 1924 году Г. Штилле, с позиций фиксизма и глобальных этапов складчатости, выделил в составе альпийской орогенической эры Западной Европы две фазы складчатости (орогении) - древнекиммерийскую на границе триаса - юры и новокиммерийскую в киммеридже-валанджине [6].

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 [30]. В современном зарубежном понимании древнекиммерийский орогенез происходил в позднем триасе между норией и рэтом, а позднекиммерийский - в конце юры [32]. В Тектонической карте Украины [31] раннетриас-меловая эпоха тектогенеза названа раннеальпийской (рис. 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 [33].

Мнения о возрасте образования балканид были разные: поздний мел - эоцен или поздний мел - миоцен. Кроме того, выделялись пребалканиды или добалканиды среднетриас-раннемелового возраста (рис. 1). Перечисленные неодинаковые трактовки, по нашему мнению, 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 в Крыму, 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 [22]. Они обусловили выделение структурных этажей, ярусов и подъярусов. Например, Л.Г. Плахотный главной считал салгирскую фазу, проявленную, по его мнению, на рубеже триаса и юры [27]. На последних геологических картах [14, 15] в Горном Крыму выделяется нижнекиммерийский (Т3-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 Крымского региона, под киммеридами нами понимается геодинамический комплекс, сформированный в период одного цикла Вильсона и проявившегося с позднего триаса до раннего мела включительно (рис. 1). В соответствии с последней геодинамической моделью эволюции [45, 49], киммерийский цикл Вильсона включает в себя две стадии. 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 движения. 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

Рассматриваемый комплекс, сформированный при растяжении земной коры с позднего триаса до ранней юры можно традиционно называть «древнекиммерийским». При этом следует четко понимать, что орогенез в Крымско-Черноморском регионе в этот период отсутствовал. С позиции геодинамики проблематично понятие «нижнекиммерийский структурный ярус» [13-15 и др.], поскольку оно основано на концепциях геосинклиналей и глубинных разломов с выделением одновременных горстов, грабенов, глубинных разломов, и складок сжатия. В действительности, принадвиговые складки формировались на следующем этапе эволюции. Одновременное формирование эндогенных структур сжатия и растяжения в небольшом крымском районе невозможно и генетически и по балансу перемещений.

В Горном Крыму формации древнекиммерийского литодинамического комплекса хорошо представлены глубокоководной бескарбонатной флишевой формацией таврической серии. В соответствии с современными актуалистическими аналогами, флиш формировался при геодинамическом режиме рифтогенно-спрединговой пассивной окраины Мезотетиса на океанической и на переходной коре в условиях глубокоководного континентального склона и подножия. О дивергентном происхождении флиша свидетельствует моно-олигомиктовый состав ее псефитов. Все это в совокупности с палеомагнитными данными позволяет реставрировать геодинамическую эволюцию региона на дивергентном этапе развития (рис. 3).

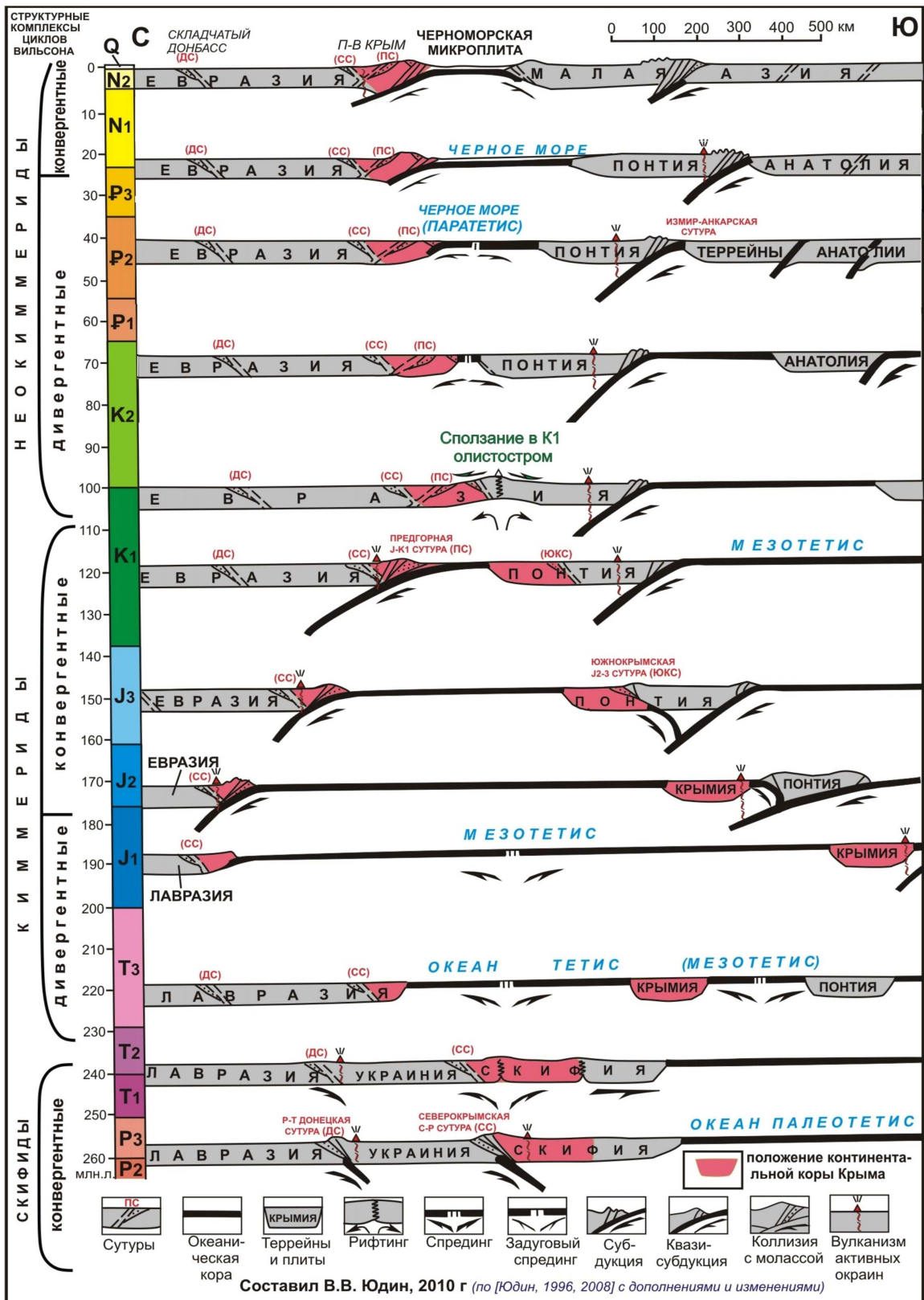


Рис. 3. Геодинамическая эволюция Крыма и прилегающих регионов

В Горном Крыму широко развит дивергентный флиш таврической серии поздне триас-раннеюрского возраста. Отметим, что, в отдельных фрагментах флиша определена фауна среднего триаса и средней юры. Структуры растяжения в нижнекиммерийском комплексе проявлены не четко. Они почти полностью затушеваны наложенными складчато-надвиговыми дислокациями. Исключения составляют локальные поздне триасовые рифты Равнинного Крыма и акваторий, а также офиолитовые кластолиты в меланже Предгорной сутуры. К реликтам мелких дивергентных структур можно отнести текстуры оползания и проблематичные пассивно-окраинные олистостромы этого периода [49].

В Равнинном Крыму поздне триасовые рифты сохранились в пределах пассивной окраины Лавразии. В Каркинитском, Каламитском заливах Черного моря и на севере Азовского моря рифтогенные структуры выделены по материалам сейсморазведки и бурения. Поздне триасовые отложения выполняют отдельные незакономерно или кулисообразно расположенные грабеновые прогибы. Они выполнены песчано-глинистыми толщами и сопровождаются проявлениями синхронного триас-раннеюрского дивергентного магматизма [10, 27]. В отличие от самого Мезотетиса, эти локальные рифты не имели океанической коры и, как следствие, спредингового происхождения. Поэтому они лучше сохранились при последующем структурообразовании.

Глобальные масштабы основной дивергенции древнекиммерийской стадии подтверждаются палеомагнитным данным, полученным независимыми исследователями разных стран. 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 [24, 45, 52 и др.]. Поэтому говорить об орогенном этапе и складчатости в этот период эволюции некорректно.

Конвергентные киммериды

Схождение Евразии с Горнокрымским террейном происходило в юрско-раннемеловой период (рис. 3). Сформированный геодинамический комплекс назван нами «конвергентными киммеридами» или «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 (рис. 4).

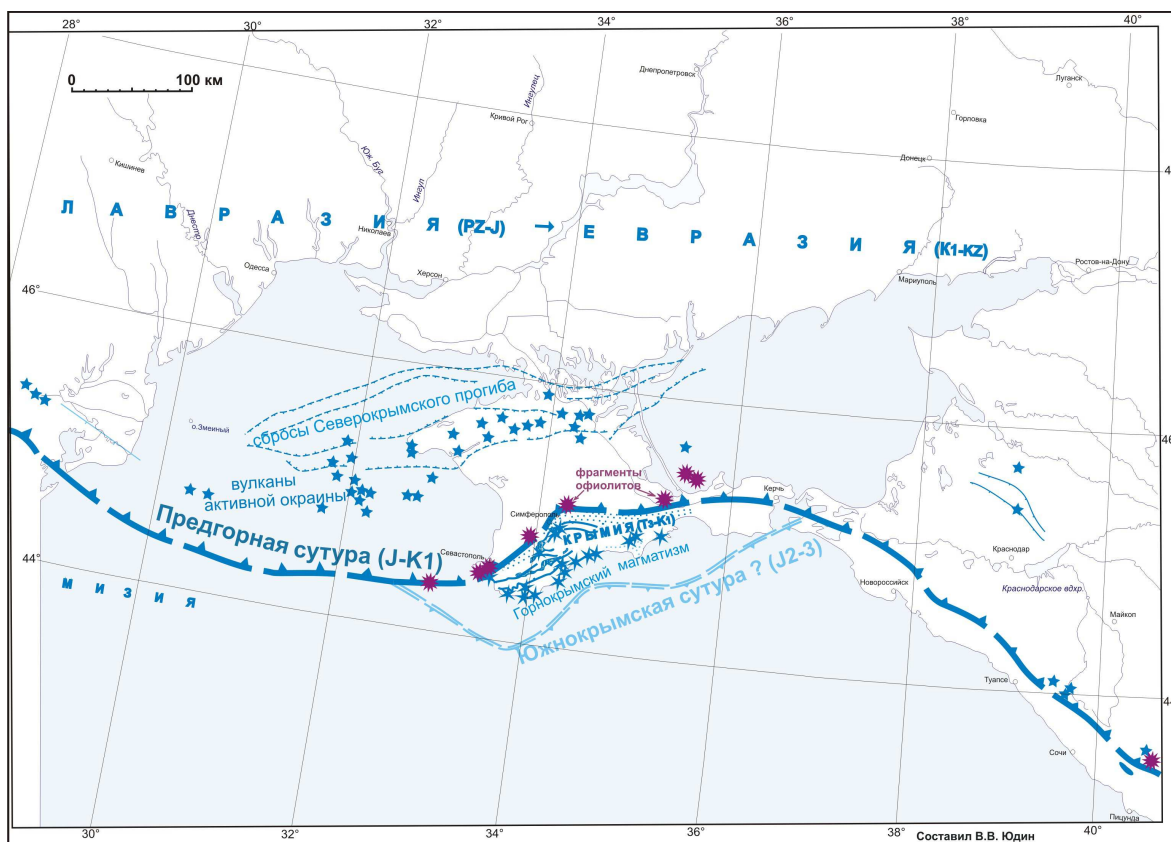


Рис. 4. Основные элементы конвергентных киммерид

Возраст и большая длительность конвергентной стадии четко определяются по изотопному датированию магматизма в Равнинном Крыму и по определениям фауны в синорогенной молассе Битакского краевого прогиба [15, 45]. Представления о растяжении и одноименном грабене на месте прогиба [5, 7, 27] не выдерживают критики. Моласса слагает крупную асимметричную принадвиговую Симферопольскую антиклиналь, образованную тангенциальным сжатием (рис. 5).

Сложное строение противоречит интерпретации 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, [32, 45, 49]. Конвергенция привела к созданию субдукционно-коллизийного орогена, с которого материал сносился в краевой прогиб. Такой вывод подтверждается реконструкциями разных авторов по палеомагнитным данным. Они

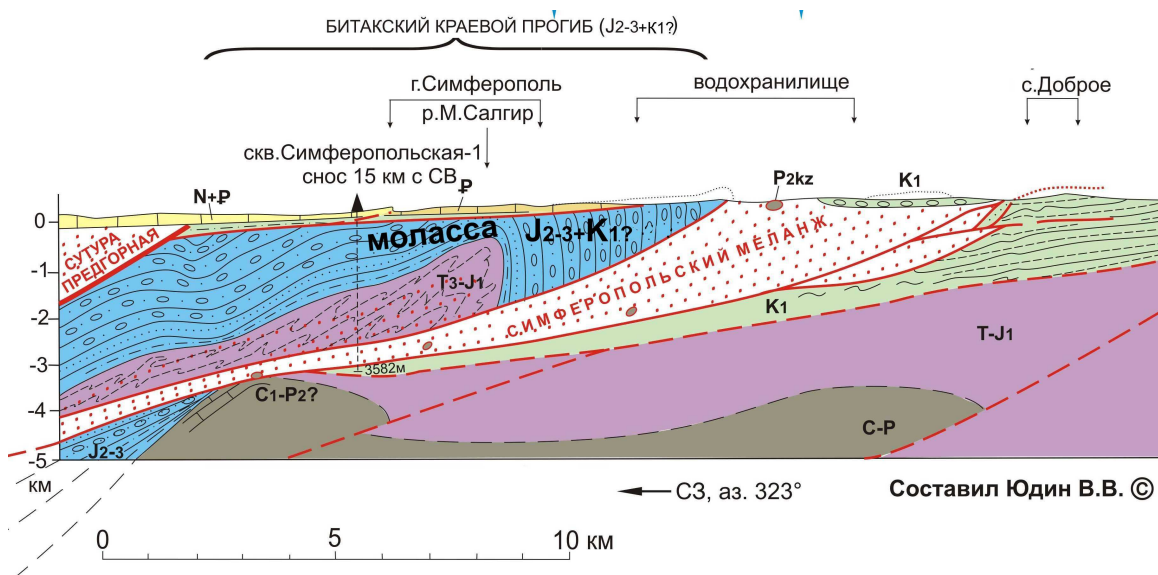


Рис. 5. Киммериды и Битакский краевой прогиб

свидетельствуют о последовательном уменьшении разницы палеоширот между Крымией и Лавразией – Евразией (рис. 3).

Возраст другой, демерджинской молассы, расположенной в 30 км юго-восточнее от битакской, определен по фауне от келловея 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 (рис. 3). Основные дислокации Южнокрымской зоны конвергенции ныне располагаются южнее, в Анатолии и в Южном Крыму не выражены. В соответствии со структурно-геодинамической моделью, они имеют обратную, северную вергентность складок и южный наклон надвигов (рис.4).

О возрасте киммерид можно также судить по изотопному датированию динамометаморфических минералов из широкой зоны Предгорной сутуры. Изотопный возраст метаморфических сланцев из скв. №1 на Симферопольском поднятии (147 и 165 млн. лет) соответствует титону и келловею [26, 39]. Близкие определения тоар-келловея (153-186 млн. лет) получены севернее, в метаморфических породах Октябрьских скважин [7]. 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-окраинный магматический комплекс. Юрско-меловой магматизм известен по данным бурения в широкой полосе, расположенной параллельной Предгорной сутуре по ее падению (рис. 4) и генетически связан с ней [43, 45]. Многочисленные изотопные датировки магматических пород, приведены в публикациях и рукописных работах. При наложении их на современную стратиграфическую шкалу, четко определяется юрско-нижнемеловой возраст киммерийского магматизма Равнинного Крыма.

К киммеридам относится и *Северокрымский тыловой прогиб*, на востоке называемый Североазовским. Он протягивается параллельно Предгорной сутуре 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 достаточно хорошо изучен бурением и геофизическими методами [9, 10 и др.]. Называть его Северокрымским рифтом, сформированным вследствие «задугового спрединга» [2, 9] - неправильно. В основании прогиба отсутствует океаническая кора, образуемая при спрединге по определению термина. Островной дуги на активной окраине Евразии также не было, как и оставшейся после нее коллизионной сутуры. По сейсморазведке в прогибе выделяются бортовые сбросы. Наиболее

северный из них частично унаследован по палеозойской Северокрымской сутуре. Южная граница Северокрымского 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), по нашему мнению, остается открытым. Карты изопахит нижнего мела Черноморско-Азовского региона, показывают скорее отдельные впадины тылового прогиба, нежели рифты. Эта проблема требует дополнительного изучения и сбалансированной интерпретации структур по сейсморазведке.

Кроме юрско-раннемеловых, в состав литодинамического комплекса Северокрымского прогиба, по-видимому, включаются и сеноман-сантонские карбонатно-терригенные отложения с вулканическими туфами и проблематичными субаэральными вулканитами. 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 изопахитам раннего и позднего мела.

Структурно-геологические методы определения возраста киммерид Крыма дают довольно большой временной диапазон. Салгирская (на границе триаса и юры) и донецкая (предпозднеюрская) фазы тектогенеза, которые считались основанием многоярусности крымских киммерид по [7, 26, 27], в Горном Крыму не подтверждаются, как и само геосинклинальное разломно-блоковое строение. В последних интерпретациях при геологическом картировании в нижнекиммерийский структурный ярус объединены структуры триаса-средней юры [13-15].

В Горном и Предгорном Крыму в кровле киммерид существует лишь одно достоверное угловое стратиграфическое несогласие в основании разнофациальных отложений нижнего мела. 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 несколько южнее в Главной гряде гор, в зоне несогласия полностью отсутствуют (**рис. 6**).

Угловое несогласие принимается почти всеми исследователями. Оно подтверждено бурением, сейсморазведкой и в западной части Горного Крыма не вызывает сомнений. Некоторые дискуссии связаны с наложенными деформациями. Вследствие разной жесткости формационных комплексов, зона вдоль углового стратиграфического несогласия субпослойно сорвана неоген-четвертичным Подкуэстовым надвигом. Разрыв полого наклонен к северу и прослежен вдоль всего Предгорного Крыма [49].

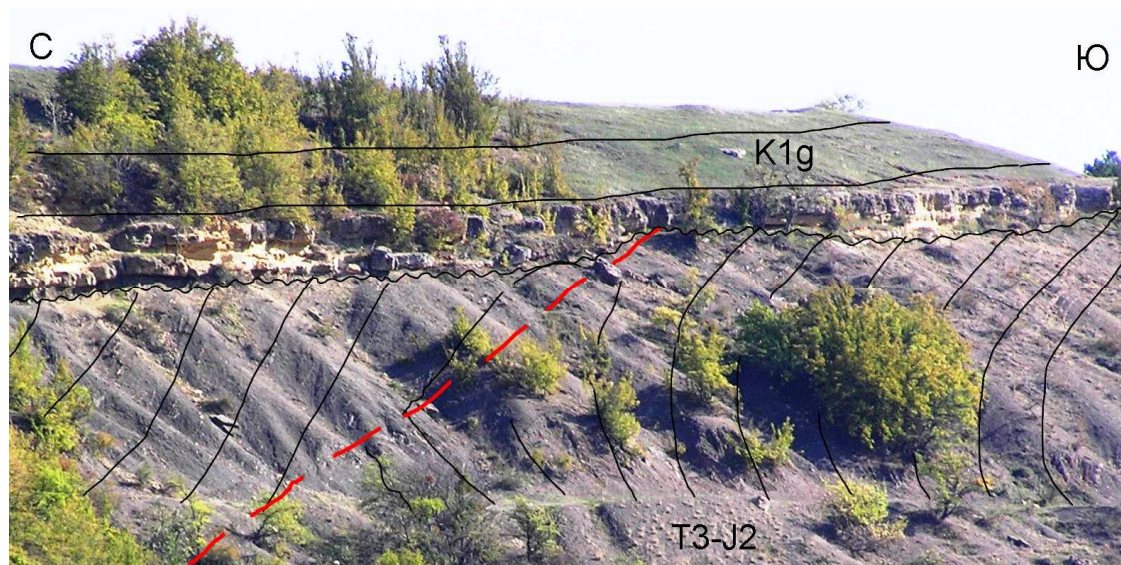


Рис. 6. Угловое несогласие между таврическим флишем и нижнемеловыми известняками в бассейне р. Бодрак

В центральном районе у г. Симферополя нижнемеловые конгломераты и известняки байраклинской свиты с четким угловым стратиграфическим несогласием перекрывают битакские конгломераты и Симферопольский меланж (рис. 5). Состав обломков в байраклинских конгломератах свидетельствует о северном источнике сноса и сходстве с битакской молассой (вплоть до офиолитов - радиоляриты, хромиты и др.). Это свидетельствует о размыве единого Палеокрымского орогена и, как следствие, о продолжении структурообразования.

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, что, несмотря на парадоксальность ситуации, подтверждается все новыми определениями.

Восточнее выше отмеченного и ясно выраженного углового несогласия, на расстоянии около 50 км по простиранию киммерид, оно неожиданно исчезает. В Феодосийском районе, на хр. Тепе-Оба у Двужкорной 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 расплывчатой или совсем отсутствует. Как следствие, становится проблематичным выделение здесь ниже- и верхнекиммерийского структурных ярусов.

Западнее Феодосии контакты под нижнемеловыми отложениями сорваны надвигами или имеют гравитационно-тектоническое происхождение в основании оползневых массивов, сложенных верхнеюрскими известняками. Исключение составляет стратиграфическое налегание нижнемеловых пород на верхнеюрские в крупных олистолитах Горнокрымской олистостромы. Кроме того, сам нижнемеловой комплекс нередко представляет собой матрикс олистостромы, хотя и с элементами нормально-слоистого разреза.

Не менее парадоксально, но на 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. Наше объяснение такого взаимоотношения сводится к тому, что контакт расположен в оползневом массиве, сместившимся с юга в конце раннего мела [49].

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 [13-15 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. Дискуссия о стратиграфическом или тектоническом типе контакта продолжается много лет [4, 11, 40, 45, 49 и мн. др.]. От ее решения зависит правильное понимание структур, а также выделение структурных ярусов и подъярусов киммерид.

Согласно нашим исследованиям, контакты в основании верхнеюрских массивов либо эдогенно-тектонические по пологим надвигам, либо гравигенно-тектонические. Исключение составляют практически непрерывные разрезы средней-верхней юры в келловей-титонской молассе на южном склоне г. Юж. Демержди 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 [45]. Этот возрастной диапазон 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, лежачими и ныряющими складками преимущественно южной вергентности, а также надвигами, шарьяжами и тектоническими чешуями северного падения [39, 41, 46, 49 и др.]. В

смещителях шарьяжей развиты региональные меланжи. (Присутурный, Симферопольский, Мартовский и Соколинский). В южном районе Горного Крыма на киммерийские структуры наложен сходный по морфологии и кинематике надвиговой 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 уникальные дважды опрокинутые шарьяжные складки, сжатые в 2-7 раз [41, 46, 47]. 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 моноклиналильные чешуи. Молассы краевых прогибов, несмотря на внешнюю простоту строения, имеют очень сложное строение. От первоначальной синклинальной структуры прогибов у поверхности сохранились лишь фрагменты (рис. 5).

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 [41, 49]. 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 (рис. 3). Несоответствие объясняется отсутствием возможности анализа глубоко погруженных и срезанных денудацией структур, а также субдукцией большей части абиссальных осадков Мезотетиса в Предгорной сутуре. Структурная и геодинамическая реконструкции киммерийских структур [41, 45] позволяет сделать вывод, что все литодинамические комплексы мезозоя Горного Крыма находятся очень далеко от места своего первоначального образования (рис. 3).

Таким образом, в Крымском регионе киммерийский цикл Вильсона проявился со среднего-верхнего триаса до раннего мела включительно (рис. 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 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) является проблематичным. Этот рубеж понимается как постепенный переход от дивергенции к конвергенции единого цикла Вильсона.

Другие ранее выделенные локальные стратиграфические несогласия, включая наиболее крупное в основании раннего мела, – не повсеместные. Локальность связана с 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 (рис. 3). С тем же связано формирование региональной раннемеловой Горнокрымской олистостромы [40, 49]. 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 (E-Q)

Новое геодинамическое понятие неокиммериды, предлагается для обозначения структур третьего, ныне 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 [30 и др.]. Позже В.Е. Хаин предлагал выделять в этой части Альпийской эры четыре эпохи австрийскую (апт-турон), 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. 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. 1). На основе представлений геосинклиальной концепции, изложенных в многочисленных публикациях [7, 8, 27 и др.], 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), [13-15]. В предшествующей карте Горного Крыма [5], выделялся верхнемел-неогеновый платформенный структурный этаж. На последней Тектонической карте Ураины [31] обособлена палеоген-неогеновая эпоха тектогенеза (рис. 1).

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 [11, табл. 3.30]. Необоснованность таких моделей рассмотрена в отдельных публикациях [44, 49, 51]. Общепринятого представления об альпийском тектогенезе и его элементах на основе концепций фиксизма не существует (рис. 1). Поэтому нами, с учетом

предшествующих данных, структуры этого возрастного диапазона рассматривается принципиально по иному.

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-олигоценый) этап и, ныне еще не завершённый коллизией Крыма с Анатолией, конвергентный (верхнеолигоцен-четвертичный) этап (рис. 1, 3). Термин «альпиды», выделенный в далеких от Крыма Альпах, которые имеют с иную геодинамическую эволюцию, не полностью соответствует возрасту проявлению цикла Вильсона в Крыму (рис. 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 очень 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 значительно 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, сформировавшие 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 рифтогенной «неудавшейся впадине Паратетиса», противоречит геодинамической эволюции цикла. Прогиб формировался после раскрытия Паратетиса и отвечает понятию тылового на начальной стадии конвергенции неокиммерид [45].

Раннемеловая Горнокрымская олистострома относится нами к неокиммеридам в качестве переходного комплекса. Генетически она связана с предрифтогенным поднятием и отражает процесс рифтогенеза, происходившего южнее. Олистострома широко распространена в Горном Крыму в виде более чем 100 крупных массивов. Они сложены известняками и конгломератами верхней юры, местами с перекрывающими их раннемеловыми породами. Олистоолиты и олистоплаки сползли с северного склона предрифтогенного поднятия, предшествовавшего раскрытию Черноморской впадины (рис. 3, 5-й разрез сверху). По геолого-палеомагнитным данным массивы имеют южное Анатолийское происхождение [40, 41, 45]. Ныне, в более чем 30 участках Горного Крыма под олистоолитами из верхнеюрских известняков выявлены глины с фауной нижнего мела, что подтверждает возраст олистостромы.

Наиболее четко дивергентная стадия неокиммерид проявилась при задуговом мел-палеогеновом раскрытии Черноморских впадин [16, 34, 45 и др.]. Рифтогенные структуры комплекса представлены крупными сбросами в ограничении Западночерноморского и

Восточночерноморского грабенов, разделенных Центральнoчерноморским горстом. Они четко видны на материалах сейсморазведки, приведены во многих публикациях и не вызывают сомнений. В грабенах за мел-палеогеновый 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 Западнoчерноморской впадины [36, табл. 31]. По положению в геодинамической модели и составу пород их образование нами интерпретируется как рифтогенное, а не островодужное по Е.Ф. Шнюкову [45]. 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 [45]. Она позволяет говорить о существенно большем размере Черного моря до начала стадии сжатия (рис. 3).

Конвергентные неокиммериды

Стадия структурообразования (собственно неокиммериды) началась с конца олигоцена, что подтверждается отложениями низов майкопской серии. Формирование основных дислокаций ГСК в регионе происходило в неоген-четвертичный период (рис. 1). Стадия

отражает продолжающееся схождение Евразийской и Африканской мегаплит, подавившее задуговый спрединг Паратетиса (рис. 3). В результате, под Крым происходит поддвижение новообразованной субокеанической коры Черного моря [39, 41, 45].

Классическая зона субдукции здесь отсутствует. В ней нет глубоководного желоба, тылового и междугового бассейна и других признаков. Однако, присутствуют аккреционный клин сложно дислоцированных осадков, лежащих на субокеанической коре, отрицательные аномалии силы тяжести и значительная сейсмичность. Такой тип конвергенции назван псевдосубдукцией или квазисубдукцией. В тылу зоны конвергенции, проявлены признаки будущего активно-окраинного магматизма. К ним мы относим локальные тепловые аномалии Равнинного Крыма, расположенные в 100 км по падению зоны (рис. 7). Можно полагать, что в отдаленном геологическом будущем, квазисубдукция может привести к образованию на месте таких аномалий активно-окраинных вулканов или интрузивных тел, как это уже произошло на Кавказе [33].

Горизонтальное сближение Анатолии и Крыма по результатам космогеодезических наблюдений составляет около 2 см в год. Западнее полуострова скорость конвергенции уменьшается до 1-1,5 см/год, что объясняется существенной правосдвиговой составляющей в надвигах [45]. Неотектонические движения выражены в линейности гряд Крымских гор, в положении береговой линии, узкого гемишельфа и батиаля. 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.

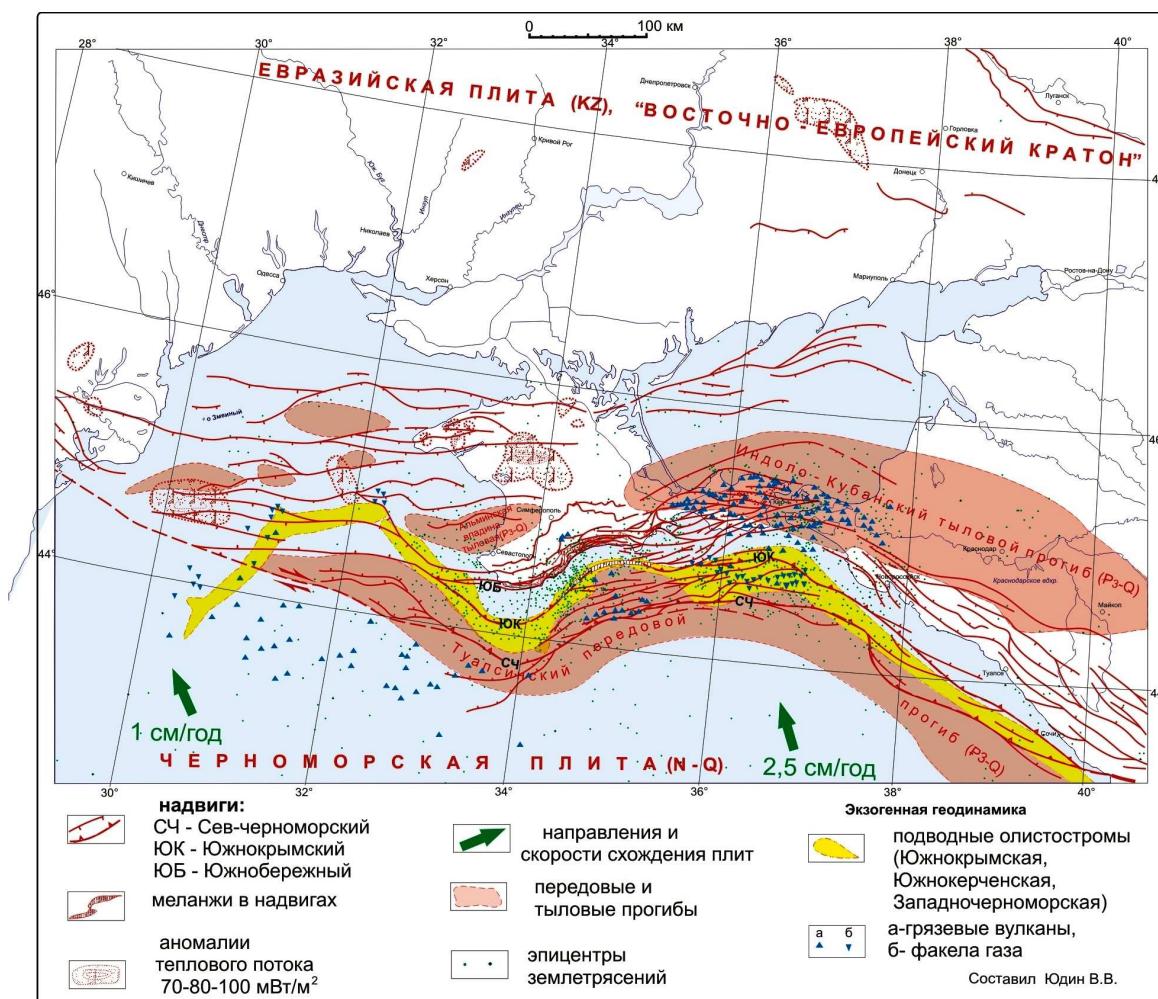


Рис. 7. Конвергентные неокиммериды Крымско-Черноморского региона

Контрастный рельеф инициировал проявление экзогенной неогеодинимики. В результате образовались *молодые региональные олистостромы*. На суше это Массандровская, Опукская и Северокерченская, а в прилегающей акватории Южнокрымская, Южнокерченская и Западночерноморская олистостромы. Экзогенные приповерхностные структуры рассматриваются нами как вторичные и синхронные главным эндогенным. Их разделение снимает противоречие сонахождения одновозрастных дислокаций сжатия и растяжения, которые абсолютизировались многими исследователями

при разработках надвиговых, сбросовых или блоковых моделей строения Южного Крыма и прилегающей акватории.

В результате конвергенции образовалась Крымско-Кавказская горно-складчато-надвиговая область с активными высокоамплитудными надвигами, ретронадвигами, шарьяжами и принадвиговыми складками. Западнее Горного Крыма субширотные структуры формировались при преобладании в разрывах продольной правосдвиговой 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 [41, 45].

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 прогиб* с по-разному называемыми впадинами (рис. 7). Согласно положению относительно зоны конвергенции, прогиб интерпретируется нами как передовой (краевой). Севернее, на активной окраине Евразии сформирован *Индоло-Кубанский прогиб* с Альминской и другими впадинами. Относить его к системе Черноморских рифтов Паратетиса и объяснять происхождение задуговым спредингом в тылу главной кайнозойской зоны конвергенции при поддвижении Аравийской и Африканской

литосферных плит под активную окраину Евразии, мы считаем неправильным. Под прогибом нет океанической коры и крупных сбросов, которые, по определению должны образовываться при спрединге. В возраст прогибания относится уже к периоду конвергенции. Нельзя согласиться и с традиционным отнесением Индоло-Кубанского прогиба к категории краевого по М.В. Муратову [7, 18 и др.]. Основная зона конвергенции падает на север, а прогиб расположен в ее тыловой части. Поэтому Индоло-Кубанский прогиб с его впадинами (рис. 7) относятся нами к категории тылового [45]. Поперечные структуры поднятий и опусканий в нем, по-видимому, связаны со сдвиговой составляющей в ретронадвигих, обусловивших их тыловое прогибание.

Общая тектоническая структура неокиммерид Крыма до настоящего времени вызывает дискуссии. Они связаны с представлениями о вертикально-разломно-блоковом строении или с абсолютизацией одного из направлений асимметрии одновозрастных надвиговых структур. С 40-х годов М.В. Муратов интерпретировал Горный Крым как мегантиклинорий, состоящий из антиклинориев и синклинориев. Его мнение разделяется большинством исследователей до настоящего времени. Однако в "мегантантиклинории" отсутствуют такие обязательные элементы, как южное крыло и замок, которые достраивались умозрительно. С пониманием надвигового строения Горного Крыма стали использоваться понятия структурного мобилизма - "шарьяж-антиклинорий" или "мегантантиклинорий", состоящие из серии тектонических покровов (по Ю.В. Казанцеву). Такое строение отражено на Тектонической карте Украины в интерпретации С.С. Круглова, И.В. Попадюка [31]. 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.

При детальном изучении тектоники Крымского региона нами выявлены сложные разнонаправленные складки, надвиги и ретронадвиги формирующие разнопорядковые структуры поп-ап [46, 48]. Они позволили обосновать разнонаправленное строение неокиммерид. *Крымская структура поп-ап первого порядка* сформирована двумя системами надвигов (рис. 7). 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. Характерной чертой таких складок в плане является их цепочечное расположение вдоль создавших их взбросо-надвигов.

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 [41, 46]. Восточнее Горнокрымский переходит в аналогичный *Керченский поп-ап*. 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.

Наиболее простой структурой неокиммерид в Предгорном Крыму является полоса слабо наклоненных на север и северо-запад толщ мел-неогенового возраста, которая названа нами *Куэстовая моноклираль* [41]. Считать ее северо-западным крылом Горнокрымского мегантиклинория нельзя, так как по одновозрастным отложениям в “мегантиклинории” нет свода, осложняющих складок и главное - второго юго-восточного крыла. Вследствие разной прочности пластов и пологого их падения, Куэстовая моноклираль формирует две асимметричные гряды, прорезанные реками. Северная, Внешняя гряда сложена неогеновыми отложениями и имеет наименьшие наклоны пластов от 0° до 3–5°. Внутренняя, или Вторая гряда сложена мел-палеогеновой толщей. Падение пластов здесь около 5–10°. У крутого юго-восточного основания гряды в меловых отложениях почти повсеместно выделяются субпослойные, реже секущие напластование

надвиги, сопровождаемые локальными принадвиговыми складками. Крылья их наклонены под углами до 40-70°. На основании аномальной дислоцированности в глинах нижнего мела, можно полагать, что Куэстовая моноклираль в значительной мере сформирована пологим послойным *Подкуэстовым надвигом* по пластичным глинам апт-альба. 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 [41, 46].

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 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 [41, 46, 49]. 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. 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 изоклинали, ложные антиклинали, сжатые в 2–7 раз. Шарниры их обычно ундулируют незначительно. Палинспастическая реконструкция эндогенных неокиммерид свидетельствует о горизонтальной сжатии на 250 км.

Редкие 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 торшения, сформированные в тектонических пластинах при надвигании, практически не нарушают крупные структуры и не играют существенной роли в общем строении. По-видимому, их абсолютизация и приводила к созданию противоречивых блоковых моделей.

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 олистором. По асимметрии складок полуостров подразделяется на две продольные структурные зоны – Южнокерченскую надвиговую и Северокерченскую ретронадвиговую зону [41, 46]. 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 по оси полуострова вдоль Парпачского гребня.

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. Поперечные разрывы, разделяющие Керченский и Таманский п-в, а также во внутренней их структуре противоречиво выделялись разными исследователями лишь по косвенным методам. При составлении сбалансированной модели, достоверных геологических данных о них не обнаружено.

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.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, скифиды, киммериды и неокиммериды в целом отражают процесс геодинамического развития крымско-Черноморского района. Эволюция региона имеет индивидуальные особенности и не полностью отвечает «универсальным» фазам и циклам тектогенеза, выделенным в Западной Европе и в других районах мира с позиций канонов Штилле. Составление единой тектонической карты Крыма проблематично из-за наложенных деформаций разных возрастов и генетических типов. Как следствие на одной карте практически невозможно отразить в полном объеме строение разных структурных этажей. Некоторым исключением является Горный Крым, где отсутствуют данные о протерозойском и палеозойском этапах, а относительно большая расчлененность рельефа позволяют составить непротиворечивую карту тектонического

районирования киммерид и неокиммерид. В строении всех геодинамических комплексов выявлены структуры поп-ап разных порядков. Общее строение региона 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. Основным структурным комплексом, создавшим тектонические ловушки углеводородов, в Крымско-Черноморском регионе, являются конвергентные неокиммериды. Правильное их понимание определяет эффективность поисков залежей нефти и газа. При рассмотрении эволюции локальных структур неокиммерид рекомендуется использовать общий стратиграфический возраст формирования дислокаций, не увязывая его с противоречивыми фазами тектогенеза, выявленными в весьма далеких от Крыма регионах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аглонов С. В. Геодинамика. Учебник. Из-во С-Пб ун-та, 2001. - 360 с.
2. Бондарчук Г.К., Герасимов М.Е. Рифтогенні прогини Азово-Чорноморського регіону: геологічна будова і перспективи нафтогазоносності. В кн.: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. Междунар. конф. Крым-2003. Симферополь, 2004. - С. 40-48.
3. 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
4. Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сб. мат-лов конференции. Симферополь, 1997. - 150 с.
5. 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.
6. Геологический словарь. В двух томах. М., Недра, 1973. 486 с. и 455 с.
7. Геология СССР. Т. 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание / Ред. М.В. Муратов. М. Недра, 1969. - 575 с.
8. Геология шельфа УССР. Тектоника (Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Пустильников М.Р. и др.). Киев: "Наукова думка", 1987. - 152 с.
9. Герасимов М.Є., Бондарчук Г.К., Скорик А.М. и др. Тектонічна карта Півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки. В сб. докл. VI Междунар конф. «Крым-2005» Симферополь, «ДОЛЯ», 2006. - С. 11-40.

10. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В., Белецкий С.В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона. / Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Сб. докл. VII междунар. Конф. «Крым-2007». Симферополь, 2008. - С. 115-151.

11. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев, изд-во «Феникс», 2005. - 568 с.

12. Демьянчук В.Г., Богаец А.Т., Бойчук Г.В. и др. Первые данные о возрасте пород складчатого основания северо-западной части Черного моря // Доклады АН УССР. Сер. Б., 1977, №12. - С. 1070-1072.

13. 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., Деев В.Б. Київ, КП «Південекогеоцентр», 2005. - 93 с.

14. 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, КП «Південекогеоцентр», 2006. – 175 с.

15. 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. Київ, КП «Південекогеоцентр», УкрДГРІ, 2008. - 370 с.

16. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей - остатки мезозойских тыловых бассейнов //В сб.: История океана Тетис. Изд-во ИО АН СССР, М., 1987. - С. 74-93.

17. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва, Недра. 1990. В 2-х книгах, кн. 1- 328 с., кн. 2- 334 с.

18. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М. Наука, 1982. - 112 с.

19. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др. Структурная геология Крыма. Уфа, Баш. НЦ УрО АН СССР, 1989. - 152 с.

20. Карпенко И.В. Тектоническая таксонометрия глобальных цикличностей В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тез. докл. Междунар. конф. «Крым-2011» Симферополь, 2011. - С. 23-25.

21. Кеннет Дж. Морская геология в 2-х томах. Перевод с английского. М., Мир, 1987. Т. 1. - 397 с. Т. 2. - 384 с.

22. Моисеев А. С. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму//Труды Ленингр. о-ва естествоисп. 1937. Т. 66. Вып. 1. - С. 6-33.

23. Палеогеографический атлас Северной Евразии / Ред. Казьмин В.Г., Натапов Л.М. М.: Институт тектоники литосферных плит, CD-ROM, - 1998.

24. Печерский Д.М., Сафронов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре - раннем мелу на основе палеомагнитных данных / Геотектоника. 1993. № 1. - С. 96-105.

25. Плахотный Л. Г. Байкалиды Крыма.//Бюлл. МОИП, отд. геол. М., 1988. №3. - С. 77-84.

26. Плахотный Л.Г. Герциниды Крыма.//Геол. журнал. К., 1988а. №4. - С. 76–85.

27. Плахотный Л.Г. раннекиммерийские структуры Крыма и их соотношение с альпийскими и докембрийскими. // Геотектоника. М., 1990. №2. - С. 54–62.
28. Пчелинцев В.Ф. Киммериды Крыма. М., Наука. - 1966.
29. 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.
30. Справочник по тектонической терминологии. Ред. Ю.А. Косыгин, Л.М. Парфенова М., Недра, 1970. - 582 с.
31. Тектонічна карта України. Масштаб 1:000000. Гол. редактори С.С. Круглов, Д.С. Гурський. Державна геологічна служба. Київ, УкрДГРІ.- 2007.
32. Толковый словарь английских геологических терминов (ред. Л.П.Зоненшайн.), в 3-х томах. М., Мир. Т.1-1977, 586с, т.2-1978, 588с, т.3- 1979. – 543 с.
33. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000).М., Научный мир, 2001. - 606 с.
34. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М. Изд-во МГУ, 1995. - 480 с.
35. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология: Учебник. М., МГУ, 1997. - 448 с.
36. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев.: НАНУ, 1997. - 288 с.
37. Юдин В.В. Изотопное датирование разрывов (на примере западного склона Северного Урала). / Геотектоника, 1982, № 4. - С. 14-17.

38. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, УИФ “Наука”, 1994. -284 с.

39. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма. // Геологічний журнал. Київ, 1995. № 3-4. С. 56-61. Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий.// Геологічний журнал, Київ, 1996, № 3-4. - С. 115-119.

40. Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма. // Доповіді Національної академії наук України, Київ, 1999, № 2. - С. 139-144.

41. Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. / Симферополь, Комитет по науке и региональному развитию при Совмине АРК, Крымская АН, 2001. - 46 с.

42. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб. В сб. докл. III Международной конференции “Крым-2001”: “Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона”. Симферополь, “Таврия-Плюс”, 2001. - С.177-183.

43. Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. // Мінеральні ресурси України, 2003, №3. Київ. УкрДГРІ. - С. 18-21.

44. Юдин В.В. О необоснованности фиксистской концепции в Крыму. В кн.: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов 5-й Международной конференции «Крым-2003», Симферополь, 2004. - С. 271-280.

45. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев, УкрГГРИ, 2008. - 117 с.

46. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Крымская АН, "Союзкарта". Симферополь. - 2009.

47. Юдин В.В. Новые элементы залегания на геологических картах // Доповіді Національної академії наук України. Розд. «науки про Землю». №.9, 2010. - С. 97-102.

48. Юдин В.В. Структуры поп-ап в тектонике мира и юга Украины. В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сборник докладов VIII международной конференции «Крым-2009». Симферополь, 2010. - С. 51-67.

49. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь, ДИАЙПИ, 2011. - 336 с.

50. Юдин В.В., Вишневская В.С., Курилов Д.В. Офиолитовые радиоляриты Крыма в геодинамике Мезотетиса // Доклады Академии наук, т. 429, №1. Москва, 2009. - С. 89-93.

51. Юдин В.В., Герасимов М.Е. О надвигах Горного Крыма // Геофизический журнал. Киев, 2001, № 2, т. 23. - С. 121-129.

52. Юдин С.В. Палеомагнитные исследования среднеюрских образований Горного Крыма // Вестник СПб ГУ. Сер. 7, геологическая, вып. 1, СПб., 2007. - С. 31-41.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	1
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ДИСЛОКАЦИЙ.....	6
«БАЙКАЛИДЫ» (А-РР).....	10
СКИФИДЫ (PZ3-T).....	13
КИММЕРИДЫ (ТЗ-К1).....	22
Дивергентные киммериды.....	25
Конвергентные киммериды	28
НЕОКИММЕРИДЫ (Е-Q).....	39
Дивергентные неокиммериды.....	41
Конвергентные неокиммериды.....	43
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	53
Литература.....	55